

Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie

Herausgegeben
von der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft

unter der Redaktion von
Dr. Carl W. Correns
Professor an der Universität Rostock

Zwanzigster Band
Erster Teil

Berlin W 35
Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft e. V.
Buchhändlerischer Vertrieb durch die Verlagsbuchhandlung Gustav Fischer in Jena
1936

Die Deutsche Mineralogische Gesellschaft (E. V.) sucht die Mineralogie, Kristallographie und Petrographie in Forschung und Lehre zu fördern, besonders auch die wissenschaftlichen Beziehungen ihrer Mitglieder zu pflegen. Alljährlich veranstaltet sie eine Versammlung mit Vorträgen, Berichten und Exkursionen; ferner gibt sie als eigenes Organ die Zeitschrift „Fortschritte der Mineralogie usw.“ heraus. Die älteren Bände stehen den Mitgliedern zu Vorzugspreisen zur Verfügung. Diese umfangreiche Veröffentlichung bringt hauptsächlich Darstellungen der Fortschritte, die auf verschiedenen Teilgebieten in der letzten Zeit gemacht worden sind, und wird den Mitgliedern unentgeltlich übersandt. Der Jahresbeitrag beträgt gegenwärtig 10 RM.

Der Vorstand besteht zur Zeit aus folgenden Herren:

Vorsitzender: Dr. **F. K. Drescher-Kaden**, Professor an der Technischen Hochschule Berlin-Charlottenburg

Schriftführer: Dozent Dr. **E. Tröger**, Mineralogisches Institut der Technischen Hochschule, Dresden-A. 24, Bismarckplatz

Schatzmeister: Dr. **R. Thost**, Berlin W 35, Koester Ufer 17.

Zahlungen sind zu richten an den Schatzmeister, oder

an die **Deutsche Mineralogische Gesellschaft, Berlin W 35,**
Postscheckkonto Berlin NW 7, Nr. 112678, oder

Bankkonto Nr. 2227/52 bei der Dresdner Bank, Depositenkasse 52,
Berlin W 9, Potsdamer Str. 20.

Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie

Herausgegeben
von der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft
unter der Redaktion von

Dr. Carl W. Correns

Professor an der Universität Rostock

Zwanzigster Band

Erster Teil

Berlin W 35

Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft e. V.

Buchhändlerischer Vertrieb durch die Verlagsbuchhandlung Gustav Fischer in Jena

1936

Alle Rechte vorbehalten

Inhaltsverzeichnis

Allgemeines

	Seite
Bericht über die 21. Jahresversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im September 1935 in Tübingen	1
F. K. DRESCHER-KADEN, Mineralogie und Forschung	3
Bericht über die Exkursion der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in die Schweiz vom 3.—15. September 1935	8
Bericht über den Lehrausflug in die Schwäbische Alb am 17. September 1935	14
Bericht über den Lehrausflug in den östlichen Schwarzwald und das Hegau vom 19.—22. September 1935	16
I. Nordöstlicher Schwarzwald und Brauneisenlager der Westausläufer der Schwäbischen Alb von MANFRED BRÄUHÄUSER	16
II. Das Südostschwarzwälder Granitmassiv von E. MACHATSCHKI	18
III. Rheintal und Hegau von MANFRED BRÄUHÄUSER	21
Bericht über den Lehrausflug nach Heilbronn am 23. September 1935	22

Autoreferate

P. J. BEGER, Über Asbestosiskörperchen	24
M. BEREK, Fortschritte in der mikroskopischen Untersuchung der Erzminerale (Quantitative Diagnostik aus dem Anisotropieeffekt zwischen gekreuzten Nicols)	28
F. BERNAUER, Primäre Teufenunterschiede, Verwitterungs- und Anreicherungsvergänge am Krater von Vulcano	31
HERMANN BORCHERT, Experimentelle Untersuchungen an natürlichen sulfidischen Eisen-Kupfer-Erzen und einige sich daraus ergebende genetische Schlussfolgerungen	32
—, Über Unterschiede im Verhalten der alten und jungen Golderzgänge	33
D. JONESCU BUJOR, Die Erzlagerstätten der mittleren Dobrogea (Dobrudscha) in Rumänien	33
K. E. BUSZ, Vorführung einer Blauflächenglimmlampe zur Demonstration der Fluoreszenz	35
CARL W. CORRENS, Petrographische Untersuchungen an Tonen	35
F. K. DRESCHER-KADEN, Über eine Integrationseinrichtung mit elektrischer Zählung	37
W. EITEL, Die Struktur des Wollastonits	38
FR. HEGEMANN, Über die Bildungsweise des bayerischen Pfahlquarzes	39
ERNST KORDS, Oxydische Mischkristalle vom Steinsalztyp mit verschiedenwertigen Metallionen	43

	Seite
F. LAVES, Bauprinzipien metallischer Verbindungen	45
F. MACHATSCHKI, Kristallstruktur von Tiefquarz	45
—, Thortveitit und Magnesumpyrophosphat	47
A. MAUCHER, Neue Untersuchungen an der Lagerstätte von Pfaffenreuth (Waldsassen)	49
A. NEUHAUS, Über Vorkommen von Sulfiderz- und Spateisenstein-führenden Gängen im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge (Schlesien)	50
HELMUT OTTO, Der Einfluß des Mangans auf die Optik der Mineralien	55
P. RAMDOHR, Bleiglanz, Schapbachit, Matildit	56
S. RÖSCH, Zur Systematik der Interferenzfarben	57
H. STEINMETZ, Über Thermolumineszenz	58
H. STRUNZ, Kristallstruktur und Zwillingsbildung	63
WALTER THEILACKER, Die Struktur des Guanidoniumions im Vergleich mit den Boraten, Carbonaten und Nitraten	64
O. ZEDLITZ, Untersuchungen an Perowskit, Uhligit und Dysanalyt	66

Sammelreferat

K. SCHLOSSMACHER, Datensammlung gesteinsbildender Mineralien für 1932	69
---	----

Anhang

Mitgliederverzeichnis der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft nach dem Stande vom 1. Januar 1936.	
--	--

Allgemeines

Bericht über die 21. Jahresversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im September 1935 in Tübingen

Die Jahresversammlung umfaßte folgende Veranstaltungen: Vorstandssitzung, Geschäftssitzung, wissenschaftliche Sitzungen an drei Tagen, zwei Nachmittags-Lehrausflüge nach dem Roßberg und in die schwäbische Alb, viertägiger Lehrausflug in den Schwarzwald und Hegau sowie eine Befahrung des Salzwerkes Heilbronn.

Vor der Tagung fand eine zweiwöchige Belehrungsreise in die Schweiz statt, die jüngeren deutschen Dozenten die Möglichkeit einer Erweiterung ihrer Kenntnisse außerhalb der Reichsgrenzen bieten sollte und durch das Entgegenkommen des Reichswissenschaftsministeriums ermöglicht worden ist. Die Einführung dieser neuen, auch für künftige Jahre geplanten Unternehmung ist dem derzeitigen Vorsitzenden der Gesellschaft, Herrn DRESCHER-KADEN, zu verdanken.

Die Vorbereitung der Tagung hatte als Geschäftsführer Herr F. MACHATSCHKI übernommen.

Die Tagung, zu der sich 56 Teilnehmer eingefunden hatten, wurde am Montag, dem 16. September 10 Uhr durch den Vorsitzenden der Gesellschaft im Hörsaal des Mineralogischen Institutes der Universität Tübingen eröffnet mit einer einführenden Ansprache: Mineralogie und Forschung¹⁾.

In den wissenschaftlichen Sitzungen wurden 24 Vorträge gehalten, über die die Autoreferate berichten (vgl. S. 24—68).

Aus der Geschäftssitzung am Mittwoch, dem 18. September 18 Uhr ist mitzuteilen:

1. Der Vorsitzende stellt die ordnungsgemäße Einberufung und die Beschlußfähigkeit fest.

¹⁾ S. S. 2.

2. Er widmet den Toten des vergangenen Jahres einen Nachruf: den Herren AXEL BORN (Charlottenburg) und STEPHEN RICHARZ.
3. Der Vorsitzende bringt einen kurzen Jahresbericht:
 - I. Über die Beschaffung von Mitteln für wissenschaftliche Forschung durch das Ministerium.
 - II. Über die Stellung der Mineralogie als selbständiges Prüfungsfach für Kandidaten des höheren Lehramtes.
 - III. Über Organisationsfragen der D. M. G.:
 - a) Anstellung eines ständigen Geschäftsführers der Gesellschaft.
 - b) Geringfügige formale Änderung der auf der vorigen Tagung angenommenen Satzung. (Die Änderung wird ohne Widerspruch genehmigt.)
4. Die Wahl eines neuen Vorsitzenden wird abgelehnt. Herr DRESCHER-KADEN bleibt für ein weiteres Geschäftsjahr Vorsitzender.
5. Der Vorsitzende schlägt die Errichtung freiwilliger Arbeitsgemeinschaften vor, die nach Fachgruppen zusammenzufassen wären und über Standes- sowie Forschungsfragen zu beraten hätten.
6. Auf Vorschlag des Vorstandes wird Herr Prof. G. KLEMM (Darmstadt) zum Ehrenmitglied ernannt.
7. Zu Rechnungsprüfern waren die Herren KORDES und NEUHAUS ernannt. Sie haben den Kassenbericht geprüft und beantragen Entlastung des Schatzmeisters. Herrn THOST wird ohne Widerspruch Entlastung erteilt.
8. Als Tagungsort im Jahre 1936 wird München bestimmt und als Geschäftsführer die Herren GOSSNER und STEINMETZ ernannt.

Mineralogie und Forschung

Von

F. K. Drescher-Kaden,

Berlin

Nach der Begrüßung der Gäste ergriff der Versitzende zu folgender Aussprache das Wort.

Meine Damen und Herren!

Die jährliche Tagung unserer Gesellschaft hatte bisher den Hauptzweck, durch persönlichen Austausch der Forschungsergebnisse und ihre Diskussion dem rein wissenschaftlichen Fortschritt zu dienen.

Schon die Tagungen der letzten Jahre versuchten hier Neues anzubahnen. Denn in einer Zeit, wie der heutigen, welche den Einsatz aller geistigen und realen Mittel der Nation verlangt, ist es unerlässlich, außer dem absoluten Gebiet des

„Rein-Wissenschaftlichen“

(auf welchem wir bestrebt sind, die Summe unserer Erkenntnisse fern von allen Rücksichten auf das praktische Leben ständig zu vermehren) auch über die Frage der realen Verwertbarkeit wissenschaftlicher Erkenntnisse Klarheit zu gewinnen.

Ich halte die Besprechung solcher Fragen gerade auf einer wissenschaftlichen Tagung für bedeutungsvoll. Denn sie kann zu der nötigen Klärung betreffs der Forderungen beitragen, welche heute von der Allgemeinheit oftmals in Unkenntnis der Struktur wissenschaftlicher Arbeitsgebiete gerade an die mineralogischen Wissenschaften herangebracht werden. Es ist zweitens im einzelnen möglich, an Hand einer solchen Diskussion das Verhältnis der Mineralogie zu ihren Nachbarfächern enger zu umreißen und es ist drittens für jeden einzelnen Forscher von Wert, zu diesen Fragen innerlich selbst Stellung zu nehmen.

Die Frage „Abhängige oder unabhängige“ Forschung ist bekanntermaßen in den letzten Jahren vielfach aufgeworfen worden. Es wurde gegen die Wissenschaft allgemein, besonders auch gegen die Naturwissenschaften, oftmals der Vorwurf erhoben, sie lebe und

arbeite „im luftleeren Raume“, sie sei wirklichkeitsfremd geworden und habe keine Beziehungen mehr zu den Lebensbedürfnissen unseres Volkes.

Das mag in manchen Fällen durchaus der Fall gewesen sein, und es ist unbedingt zuzugeben, daß sich mancher Forscher erst durch die lebendige Kraft des nationalsozialistischen Gedankens erfaßt, Rechenschaft über den Nutzen seiner Arbeit für sein Volk abgelegt hat und mit sich zu Rate ging, in welcher Weise er seine wissenschaftliche Berufung in einer für die Volksgemeinschaft wertvollen Weise einsetzen und somit der Allgemeinheit dienen könnte. Daß sich viele von uns überhaupt diese Frage vorgelegt haben, ist der neuen Gestaltung unserer Auffassung vom Wesen eines Volkes zu danken und wir sollen ruhig zugeben, daß ganz im Sinne einer höheren Begriffsentwicklung die Begriffe

„Reine Wissenschaft“ und „Zweckforschung“ allein durch unsere nationale Volkwerdung, durch das gesteigerte Verantwortungsbewußtsein gegenüber Volk und Staat vom Einzelnen klarer durchdacht wurden.

In der Art der „Wertung“ dieser beiden Gebiete einer Wissenschaft (— die „Reine Wissenschaft“ und die „Zweckforschung“ —) durch die Allgemeinheit scheint mir aber in manchen Fällen eine Gefahr zu liegen und zwar in der oft allzugroßen Unterschätzung der „Reinen Forschung“ gegenüber der „Zweckforschung“.

Ich möchte hier etwas weiter ausholen. Die reine Wissenschaft ist immer das Primäre. Sie ist vergleichbar dem Stamm eines Baumes, der in die Höhe wächst und seine Seitenäste in die Breite streckt. Erst, wenn der Stamm wieder ein Stück gewachsen, ist er in der Lage, neue Seitenäste zu bilden. Auf unseren Fall übertragen: die reine Wissenschaft trägt und hält die Zweige ihrer Nutzenwendungen! Wenn wir uns die Geschichte wirklich großer Entdeckungen vergegenwärtigen, so sehen wir immer wieder, daß keiner der Männer, denen sie gelungen, weder für sich, noch für die Menschheit praktischen Nutzen erreichen wollten. Denn noch immer hat die Natur ihre großen Geheimnisse nur dem enthüllt, der sich ihr mit der einfachen Kinderfrage „Warum“ näherte, der nur wissen wollte, um der Erkenntnis willen und nicht des praktischen Nutzens wegen. Von den zahllosen Beispielen möchte ich nur drei Forscher aus dem Gebiete der Physik anführen: RÖNTGEN, VON LAUE und ROBERT JUL. MEYER, welche mit ihren allein der wissenschaftlichen Erkenntnis dienenden Arbeiten niemals von vornherein an eine praktische Verwendbarkeit dachten, schon deswegen, weil gerade dem großen Geist mit der Erkenntnis vom Walten einer Naturkraft fast niemals auch zugleich die Wege zu ihrer Ausnutzung offenbart werden. So hat auch R. J. MEYER nicht die Energiewirtschaft zu begründen beab-

sichtigt, sondern die Gesetze der Energieformen und ihre Umwandlung ineinander theoretisch kennenlernen wollen!

Das klarste und menschlichste Beispiel aber liefert uns HELMHOLTZ als Entdecker des Augenspiegels. Als zu ihm an seinem 70. Geburtstage Abordnungen fast aller gelehrter Gesellschaften der Welt kamen und ihn als Wohltäter der Menschheit feiern wollten, da sagte er schlicht: er danke den Herren sehr für alle Anerkennung, aber er habe der Menschheit eigentlich gar nicht helfen wollen; er habe nur sehen wollen, wie es im menschlichen Auge aussieht.

Es ist nun in großen wie in kleinen Dingen der Wissenschaften immer das Gleiche: Ob dem großen Entdecker die Auffindung einer neuen Naturkraft gelingt, oder dem gewöhnlichen Sterblichen im Hause der Wissenschaft ein kleiner Fortschritt im Erkennen der Zusammenhänge glückt: Auf allen Wissenschaftsgebieten war das Primäre immer die Erkennung einzelner Naturvorgänge in ihrer einfachsten, absoluten Form und diese Vermehrung der Erkenntnis wurde bisher auch immer mit Recht als wegbereitende Leistung angesehen und bewertet.

Damit dürfen wir aber keinesfalls die wissenschaftliche Bearbeitung der erreichten geistigen Erkenntnisse zum Zwecke praktischer Verwertung gering schätzen. Die angewandte Wissenschaft gehört zur reinen Wissenschaft wie um bei dem anfänglichen Beispiel zu bleiben — die Zweige zum Baumstamm. Zwischen beiden gehen Wechselwirkungen hin und her und ebenso, wie die Zweige vom Baum getragen werden, wird Stamm und Pflanze durch die Funktionen der Zweige und ihrer Blätter am Leben erhalten und ernährt.

Man kann also wohl den Satz aufstellen, daß die Wissenschaft gesund ist, bei welcher zwischen reiner Wissenschaft und Zweckforschung ein harmonisches Verhältnis besteht, d. h. ein solches, bei dem durch gegenseitige Wechselwirkung eine gleichmäßige Fortentwicklung beider Gebiete gewährleistet wird.

Wie ist nun in unserer Wissenschaft, der Mineralogie, dies Verhältnis beschaffen? Die wissenschaftliche Forschung in der Mineralogie setzte in der Frühzeit der Entwicklung zunächst mit der morphologischen Kristallbeschreibung ein, der dann Kristallchemie und Kristallphysik folgten. Die Arbeitsmethodik, welche man am Einzelkristall entwickelt hatte, wurde später auf die Untersuchungen in der Gesteinswelt übertragen. Es entstand durch ROSENBUSCH und ZIRKEL (um die ältesten Bahnbrecher zu nennen) die wissenschaftliche Gesteinsbeschreibung mit ihrer mikroskopischen, chemischen und physikalischen Untersuchungsweise, welche durch die Arbeiten einer Reihe moderner Petrographen zu ihrer heutigen Höhe geführt wurde und in ihrer Auswirkung von eminenter Wichtigkeit für die wissenschaftliche Geologie sowie von praktischer Bedeutung für die Bauingenieurkunde und die Nutzsteinindustrie geworden ist. Die Anwendung der gleichen

mikroskopischen Untersuchungsmethodik auf unsere Rohstoffvorkommen, die Lagerstätten, brachte uns mit der Erzmikroskopie einen ganz neuen Wirkungskreis, welcher im Verein mit der Mineralchemie die Untersuchung unserer Bodenschätze auf völlig neue Grundlagen gestellt hat. Hierher gehört auch die Anwendung der spektroskopischen Technik auf die Probleme der Lagerstättenforschung, und es sind gerade deutsche Mineralogen gewesen, die sich an der Entwicklung der Geochemie führend beteiligt haben. Die in den ersten Entwicklungsjahrzehnten unserer Wissenschaft erschlossenen Gebiete der wissenschaftlichen Kristallbeschreibung, der Mineralphysik und Chemie haben in unseren Tagen viele Ansatzpunkte zu einer praktischen Anwendung gegeben. Ich brauche nur auf die Stellung der Kristalloptik in Industrie und Technik, auf die Rolle, welche die röntgenographische Strukturbestimmung in der Technik spielt, auf die Verwendung mineralogischer Untersuchungsmethoden in der Zementindustrie und Keramik hinzuweisen.

Doch ich möchte hier nicht zu eingehend werden, denn ich brauche Sie, meine verehrten Zuhörer, nur auf die angemeldeten Vorträge unseres Programms hinzuweisen, um Ihnen die von der reinen Forschung bis zu ihrer praktischen Anwendung führenden Entwicklungswege zu zeigen. In diesen Vorträgen werden Sie Referate über eine neue Behandlung einer bisher fast ununtersuchten Naturerscheinung, der Thermolumineszenz, finden, deren Auswertung ganz neue analytische Möglichkeiten in Aussicht stellt. Sie werden Strukturuntersuchungen antreffen, deren Resultate für die Glasfabrikation und Keramik bedeutungsvoll sind, die moderne Tonpetrographie zeigt wichtige Ergebnisse betr. der Beurteilung von Verwitterungsvorgängen und hilft mit ihren praktisch wertvollen Resultaten der Landwirtschaft und der Technik, dieser besonders auf dem Gebiete der Aluminiumherstellung und in der Keramik. — In den verschiedenen Vorträgen aus der Lagerstättenforschung werden Sie ebenfalls praktisch brauchbare Ergebnisse antreffen. Als modernstes Gebiet angewandter mineralogischer Forschung aber werden Referate aus der medizinischen Mineralogie gebracht über krankhafte Veränderungen der Lunge durch Einatmen bestimmter Kristallarten.

Sie werden nun vielleicht sagen: Ja, das ist alles zufällig. In einigen Jahren werden wieder andere Verhältnisse herrschen und dann wird sich zeigen, daß die harmonische Beziehung zwischen reiner und angewandter Wissenschaft gar nicht mehr besteht und niemand mehr dort, wo es notwendig ist, die reine Mineralogie pflegt, oder die Nutzanwendung wissenschaftlicher Ergebnisse der Praxis zugänglich zu machen sucht.

Da kann ich nun auf folgendes hinweisen: Der Vorstand der D. M. G. hat in diesem letzten Jahre auf Anregung des Reichswissen-

schaftsministeriums in Zusammenarbeit mit ihm eine Einrichtung getroffen, welche die mineralogische Forschung unterstützt, sie betreut und über die bloße Beschaffung von Forschungsmitteln hinaus anregend und beratend wirken soll. Dies ist der „Mineralogische Forschungsdienst“, der aus einer Kommission mineralogischer Fachgenossen verschiedener Fachrichtungen besteht und für unsere künftige wissenschaftliche Forschungshilfe verantwortlich sein soll. Dieser „Mineralogische Forschungsdienst“ ist aber nun keineswegs etwa mit besonderen Machtmitteln ausgestattet, welche die Forschungstätigkeit einseitig auf bestimmten Gebieten festlegen soll. Er ist vielmehr wie ein guter Gärtner, der die Jahreszeiten richtig einzuschätzen versteht, allzu üppig ins Kraut schießende Gewächse weniger begießt, dafür anderen sorglich zum Lichte hilft.

Eine solche Kommission hat also nicht wie bisher lediglich Forschungsmittel zu beschaffen und Stellung zu Anträgen zu nehmen, welche an sie herangebracht werden, sondern sie soll vor allem auch in der Lage sein, von sich aus Anregungen zu geben, wichtige Probleme namhaft zu machen und diese in gemeinsamer Arbeit mit den Fachkollegen, der Praxis und den Nachbarwissenschaften als Aufgabe zu stellen und ihre Ausarbeitung zu unterstützen. Sie sehen, daß sich daraus eine enge Zusammenarbeit mit den Nachbarfächern, Chemie und Physik auf der einen, Geologie und Bergbau auf der anderen Seite von selbst ergibt und daß so die Erhaltung eines harmonischen Verhältnisses zwischen reiner und angewandter Wissenschaft am leichtesten erreicht werden kann.

Auf diese Weise wird es möglich sein, aus unserer Gemeinschaft heraus auch jeden Einzelnen unseres Nachwuchses in seiner wissenschaftlichen Entwicklung stärker zu unterstützen. Denn nur die Wissenschaft wird auf die Dauer wachsen und sich entwickeln, welche das kostbarste Gut, ihre Jugend, zu betreuen versteht.

Ich weiß, daß die hier dargelegten Aufgaben nicht immer leicht zu erfüllen sein werden. Aber der Glaube, daß wir hierdurch dem Neubau unseres Vaterlandes am besten dienen, wird uns über die Schwierigkeiten des Anfanges hinwegführen, und das Bewußtsein, nichts Größeres tun zu können, als unseren Beruf treu zu erfüllen.

Meine Damen und Herren, ich bitte Sie einzustimmen in den Ruf: Unser geliebtes Vaterland und unser Führer Adolf Hitler Sieg Heil!

Bericht über die Exkursion der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in die Schweiz vom 3.—15. September 1935

Die im folgenden geschilderten Exkursionstage gehen auf einen Entwurf zurück, der von Herrn E. RAMDOHR erstmalig ausgearbeitet und von den Herren P. NIGGLI und H. HUTTENLOCHER im einzelnen abgeändert wurde.

Die Durchführung der Exkursion war nur möglich durch eine namhafte Unterstützung der Forschungsabteilung des Reichskultusministeriums, für dessen verständnisvolle Unterstützung ihrer Bestrebungen die D. M. G. größten Dank schuldet.

An Kartenmaterial wurde benötigt: Topographische Karten des Siegfriedatlas 1:50 000 in einzelnen Blättern, dann der Geologische Führer der Schweiz, herausgegeben von der Schweizer Geologischen Gesellschaft, Basel 1934, Hefte 1, 2, 3, 7, 9, 11 und 12; geologische Karten, wie im Führer angegeben. Außerdem: Geol. Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal, von PREISWERK, BOSSHARD, NIGGLI, Geol. Spez. Karte 116, 1934. 1:50 000. Diese Karte, sowie eine große Reihe von Profilen und Spezialkärtchen verdanken die Exkursionsteilnehmer der Freundlichkeit der Schweizer Kollegen, den Herren Prof. NIGGLI und BURRI.

Auf eine wissenschaftliche Darlegung der petrographischen und mineralogischen Verhältnisse der besuchten Gebiete wird im folgenden verzichtet und auf die obengenannte Literatur verwiesen.

Eine kurze Darstellung des Exkursionsverlaufs von A. EBERHARDT ist angeschlossen, um für evtl. spätere Wiederholungen der Exkursion durch einzelne Institute einen Anhalt zu geben. Quartierberatungen usw. können in Zukunft bei der Geschäftsstelle der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft eingeholt werden.

Den Schweizer Kollegen, Prof. NIGGLI und BURRI, Zürich, welche den ersten Teil der Exkursion führten, und Prof. Dr. HUTTENLOCHER, Bern, der im zweiten Teil der Exkursion die Leitung innehatte, möchten wir für die große Unterstützung bei der Ausarbeitung der Exkursion sowie für die Hilfe bei der Durchführung und die reiche wissenschaftliche Anregung auf das herzlichste danken.

Exkursionsbericht

Dank dem Entgegenkommen und der tatkräftigen Unterstützung des Reichserziehungsministeriums war es der D. M. G. dies Jahr möglich eine größere Auslandsexkursion zu unternehmen. Sie diente dazu, vor allem den jüngeren Mitgliedern der Gesellschaft unter der sachkundigen Führung von

Schweizer Kollegen einen Einblick in den Bau der Alpen zu geben. Dabei kamen sowohl Mineralogie als auch Geologie und Lagerstättenkunde gleichmäßig zu ihrem Recht, alles zusammengehalten durch die überwältigende Schönheit der Schweizer Bergwelt, die für viele der Teilnehmer zu einem erstmaligen Erlebnis wurde. Die umfangreichen Vorarbeiten wurden von den Herren F. K. DRESCHER-KADEN und P. RAMDOHR erledigt.

Die gesamte Fahrt ging in zwei großen Diesel-Omnibussen vor sich, so daß die Teilnehmer beträchtliche Mengen an Sammlungsmaterial einbringen konnten.

Am 3. September sammelten sich die etwa 30 Exkursionsteilnehmer morgens am Hauptbahnhof in München zur Fahrt nach Friedrichshafen, wo einige weitere Kollegen aufgenommen wurden. An diesem Tage wurde auch gleich der erste und einzige Regen überstanden, den ganzen übrigen Teil der Reise herrschte strahlender Sonnenschein, der bis zum Schluß in Tübingen anhielt.

In Meersburg wurden unsere Autobusse auf die Bodenseefähre nach Konstanz verladen. Von dort ging, es nach Erledigung der üblichen Grenzformalitäten und der Deponierung des deutschen Geldes, in schneller Fahrt in der Abenddämmerung am Bodensee entlang und das Rheintal nach Chur hinauf, das am Abend erst erreicht wurde. Am anderen Morgen stießen Prof. NIGGLI und Prof. BURRI zu uns und übernahmen freundlicherweise für die nächsten drei Tage die Führung. Dieser Tag brachte uns bis Disentis. Unterwegs wurde die Geologie des Rheintales studiert, das als Grenzlinie zwischen dem Aarmassiv und dem daran angepreßten Gotthardmassiv tektonisch angelegt ist. An mehreren Aufschlüssen sah man den Verrucano des Aarmassivs, sowie bei Tamins die autochthonen Quartarschiefer der Sedimentmulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv. Morphologisch interessant war die Tomalandschaft des Flimser Bergsturzes mit den vielen kleinen Seen. Im Val Rusein, einem Seitentälchen bei Truns, wurden die Diorite des Aarmassivs geklopft.

In Disentis traf am Abend noch Prof. RAMDOHR zu uns.

Der 3. Tag brachte in der Überquerung des Lukmanierpasses ein Querprofil durch den östlichen Teil des Gotthardmassivs. Schon früh am Morgen starteten wir in unseren Autos zur Medelser Schlucht, dem Anfang der Lukmanierpaßstraße, wo sich der Medelser Rhein tief in die Serizitschiefer des Tavetscher Zwischenmassivs eingeschnitten hat. Nach Durchquerung der Sedimentmulde von Curaglia mit ihren nun bereits höher metamorphosierte Quartarschiefern kommt dann auf den metamorphen Mantel das eigentliche östliche Gotthardmassiv mit dem sogenannten „Medelser Protogin“ und dem Cristallinagranit, saueren, ziemlich grobkörnigen Gesteinen. In der Mure bei Casaccia, die alljährlich die Paßstraße auf eine größere Strecke von neuem zuschüttet, wurden die frisch herabgestürzten metamorphen Bünderschiefer geklopft. Einem Imbiß auf der Mure schloß sich ein etwa dreistündiger Abstecher nach dem geologisch und petrographisch äußerst interessanten Gebiet von Frodalera und Bronico an. Dort sind infolge von Dislokationsmetamorphose Trias und Bünderschiefer in Granatphyllite, Staurolithphyllite und hornblendereiche Gesteine usw. umgewandelt in einer Schönheit, wie sie sogar für alpine Verhältnisse auffallend ist. Infolgedessen wurden denn auch so viele Handstücke für die verschiedenen Institute geschlagen, daß unsere beiden biederer Münchener Chauffeure nur erstaunt den Kopf schüttelten.

Allerdings haben sie sich dann allmählich daran gewöhnt, daß unter jedem Sitz im Auto ein größerer Steinhäufen lag, der von Tag zu Tag wuchs!

Auf halber Höhe des Tales von Olivone wurde bei Camperio von Prof. NIGGLI der Bau der penninischen Decken demonstriert, die als Bündnerschiefer den Gegenhang des tiefen steilen Tales bilden. Weiter unten, im Wirtshausgarten von Olivone, luden uns die Schweizer Kollegen zu einem Glas Veltliner ein. Nach mehrstündiger Fahrt durch das allmählich immer südlicher werdende schöne Brenno- und dann Tessintal, vorbei an schon italienisch gebauten alten Dörfern mit winkenden und lachenden Kinder-scharen, wurde nach kurzem Besuch eines Peridotitstocks bei Biasca (Loderio) abends in Bellinzona Quartier bezogen.

Der Vormittag des 4. Tages war Bellinzona und dessen Umgebung gewidmet. Ein Spaziergang mit Prof. BURRI führte über die Injektionsgneise am Bahnhof zu den Eklogitamphiboliten und Granatgneisen beim alten Castello grande. Gegen Mittag ging es dann mit Prof. NIGGLI und Dr. DE QUERVAIN zu weiteren Aufschlüssen. In einem Steinbruch an der Brauerei wurden einige besonders große Titanitkristalle und pegmatitische Glimmer gesammelt. Talaufwärts konnte der rezente Bergsturz von Arbedo, wenigstens im Vorbeifahren, besichtigt werden. Es folgten dann die in großen Steinbrüchen abgebauten Kalkmarmore mit Kalksilikatmineralien von Castione, sowie die Gneisbrüche des sogenannten „granito nero“.

Am frühen Nachmittag ging die Fahrt weiter nach Airolo, das Tessintal aufwärts. Unterwegs besuchten wir noch einen Granitbruch bei Bodio, der eine reiche Ausbeute an Ilmenit- und anderen Kristallen brachte; ein weiterer Halt galt den gefalteten Gneisen von Faido in der Nähe des Rundtunnels der Gotthardbahn im Dazio grande. Allmählich verliert das Landschaftsbild seinen südlichen Charakter, statt der Weinspaliere begleiten Rottannen den Weg, und am Abend ist es dann in Airolo mit seinen 1145 m Höhe schon recht kühl.

Am 5. Tag lernten wir das berühmte Profil des Gotthardmassivs längs der Gotthardpaßstraße kennen. An den steilen Straßenkehren in der Tremolaserie gleich hinter Airolo wurde mehrmals gehalten und die Granatglimmerschiefer studiert. In immer kühneren Kurven gehts dann hinauf auf die Paßhöhe mit den zentralen Fibbiagraniten. Eine Wanderung entlang des sogenannten Militärwegs zeigt zuerst noch den Gotthardgranit mit zahlreichen Lamprophyren und führt dann durch das ganze Profil bis zur Tremolaserie zurück. Auf der Talfahrt wird die Peridotitlinse bei der Kemmleten besucht, wo der vertalkte Peridotit mit Nestern grobkörnigen Talks, Magnesits und Apatits gesammelt wird. In Hospenthal verabschiedeten sich Prof. Dr. NIGGLI und Prof. BURRI. Prof. DRESCHER-KADEN dankte ihnen in herzlichen Worten für ihre hochinteressante und lebensvolle Führung und gab der Hoffnung Ausdruck, sie nächstes Jahr bei einer ähnlichen Auslandsexkursion der D. M. G. wiedersehen zu können. Die Schweizer Herren fuhren weiter hinunter nach Andermatt, unser Weg ging den Furka- paß hinauf, der durch die weichen mesozoischen Schichten der Urserenmulde gebildet wird. Unterwegs wurde der Rhonegletscher bestiegen, dessen Zunge bis dicht an die Autostraße heranreicht und die herrliche Aussicht auf die Viertausender des Wallis genossen.

Nach den unglaublich kühnen Kehren der Furkastraße kommt als wohl-tuende Entspannung die abendliche Fahrt durch das Rhonetal bis Fiesch. Kurz vor Fiesch konnten wir Dr. HUTTENLOCHER aus Bern begrüßen, der

freundlicherweise für den zweiten Teil der Reise die wissenschaftliche Führung übernahm.

Spät abends wurde noch Proviant eingekauft für die nächsten zwei Tage, die im Aletschgebiet auf der Oberaletschhütte des S. A. C. zugebracht werden sollten. Da dieser 6. und 7. Tag der Exkursion ziemlich anstrengend zu werden versprach, wurde eine Trennung in zwei Gruppen vorgenommen: Die „Alpinisten“ stiegen mit Dr. HUTTENLOCHER und RAMDOHR als Führer auf die Oberaletschhütte, die „anderen“ am ersten Tag aufs Eggishorn, einen bekannten Aussichtspunkt bei Fiesch, am zweiten Tag ins Binnental zum Mineraliensammeln. Die „Alpinisten“ erreichten von Blatten aus die Hütte in siebenstündigem Anstieg, der im letzten Teil über den Moränenschutt des Oberaletschgletschers führte. Ein schnell gekochter Tee frischte die etwas ermüdeten Geister auf, so daß noch am späten Nachmittag in kleinen Gruppen die nähere Umgebung der Hütte durchstreift wurde. Sehr schön war der geologische Bau des Aletschhorns zu erkennen, an dem kurz unter der Schulter der Kontakt zwischen Granit und der ursprünglichen fast horizontal darüber liegenden Schieferdecke deutlich heraustritt. Nachdem das letzte Alpenglühn am Aletschhorn erloschen war, kehrte man etwas durchfroren (2600 m Höhe) zur Hütte zurück, wo ein gemütlicher Hüttenabend bei selbstgekochter Erbsensuppe den Tag beschloß.

Eine morgendliche Kletterei am Hüttenhang durchwärmte wohlthuend die Glieder. Sie galt den in den Rundhöckern der Hüttenumgebung hervorragend aufgeschlossenen verschiedenaltigen Gängen, den Lamprophyren und Apliten, sowie der Schieferkontaktzone des Granitmassivs. Der Rest des Vormittags wurde dem Oberaletschgletscher gewidmet. Einige sammelten im Moränenschutt von Chlorit überzogene große Adulare und andere Mineralien; andere studierten die Blaublattstruktur des Eises, sowie weitere typische Gletschererscheinungen. Der Abstieg erfolgt über Belalp nach Blatten, wo der Autobus bereit stand und uns über Naters und Visp, wo wir die Binnentalgruppe wieder trafen, nach Stalden im Vispertale trug. Die Weiterfahrt nach Zermatt mußte mit der Eisenbahn erfolgen, da es im Tal von St. Niklaus erfreulicherweise noch keine Autostraße gibt. Beim Abendspaziergang in Zermatt wurde noch der Ausblick auf das Matterhorn genossen, denn die zunehmende Bewölkung ließ für den nächsten Tag kein gutes Wetter ahnen!

Wie erwartet, mußten wir am Morgen des 8. Tages im dicken Nebel auf den Gornergrat steigen. Doch oben auf der Spitze angelangt, zerging allmählich der Wolkenvorhang und nacheinander erschienen in strahlender Sonne im Kreise die Viertausender über ihren schneeweißen Gletschern. Während der längeren Gipfelrast trug Prof. HUTTENLOCHER die Geologie des Gebietes vor, die durch das Übereinander mehrerer Decken (Simplon-bis Dent Blanche-Decke) gekennzeichnet ist. Einige Schwindelfreie machten vor dem Abstieg nach Zermatt noch den Hohtäligrat, von wo aus man einen noch weiteren Rundblick als vom Gornergrat hat. Der Abschied von den Zermatter Bergen mit dem im Gegenlicht des Nachmittags ganz unwirklich aussehenden Matterhorn ist wohl allen schwer geworden. Mit der Bahn ging es zurück nach Visp. Dort verließ uns Prof. DRESCHER-KADEN, da er vor der Tagung der D. M. G. in Tübingen sein wollte. An seiner Stelle übernahm Prof. RAMDOHR die Exkursionsleitung. Erst spät am Abend erreichte man das Tagesziel, Siders im Rhonetal.

Am 9. und 10. Tag wurden die allerdings schon seit langem aufgelassenen Erzlagerstätten des Eifischtales bei Ayer und des Kaltenberg im Turtmanntal befahren. Da die Straße im Eifischthal (Val d'Anniviers) für unsere großen Omnibusse zu eng war, wurden wir in Privatautos nach Ayer befördert, wo Quartier bestellt war. Die Straße windet sich in beinahe beängstigend engen Kurven und Tunnels am Hang des Eifischtales hoch, so daß wir ganz froh waren, einheimische Fahrer zu haben! Von den Straßenkehren hat man einen guten Überblick über die großartige Bergsturzschaft, in der Siders liegt. Mit öfterem Halten bei den Casannaschiefern, Kalken und Quarziten der Bernharddecke, in die das Eifischthal eingesägt ist, wurde Ayer erreicht. Nachdem jedem sein Quartier angewiesen war (zum Teil in den eigentümlichen, allerdings zu diesem unvorhergesehenen Zwecke etwas umgebauten Heustadeln) sammelte man sich wieder und stieg in 4 Stunden zu der Kupfer-Kobaltlagerstätte bei der Alpe de Bioléc hinauf. Das Vorkommen besteht aus schmalen, im metamorphen Casannaschiefer konkordant liegenden Bändern, die eine starke Durchbewegung erfahren haben müssen. Prof. HUTTENLOCHER deutet die Lagerstätte als Fahlland. Einige schöne Handstücke mit Kupferkies und Kobalterzen konnten von uns in einem der alten Stollen und auf den Halden gesammelt werden.

Nach den 800 m Abstieg nach Ayer mundete das Abendbrot ganz besonders. Früh ging man dann ins Bett, um Kräfte zu sammeln für den nächsten Tag, der leistungsmäßig wie landschaftlich die Krönung der Exkursion bringen sollte. Aber man hatte sich allmählich „eingelaufen“, so daß die fast 1600 m Anstieg auf die Paßhöhe am Pas de Forcletta und die 2500 m Abstieg ins Rhonetal von allen gut überstanden wurden. Einige Fußkränke wanderten allerdings von Ayer direkt ins Rhonetal. Unser Abmarsch erfolgte schon $\frac{1}{2}$ 5 Uhr morgens, um die Hauptsteigung noch im Schatten haben zu können. Das fünfstündige Steigen im allmählich heller werdenden Wald bis hinauf in den Sonnenschein der Paßhöhe (2886 m) war von eigenem Reiz. Von einem unbenannten Dreitausender in der Nähe bot sich uns ein überwältigender Rundblick auf die Walliser- und Berner-Alpen, vom Mont Blanc über Dent Blanche, Zinalrothorn und Weißhorn bis hinüber zu den Gipfeln um die Jungfrau. Wieder kam der Deckenbau der Alpen mit den charakteristischen Gipfelformen der Decken sehr schön erkennbar heraus: Die Eintönigkeit der Bergformen der Bernharddecke, die Gipfelschroffen des kristallinen Aarmassivs, die Gipfelhauben aus Dent Blanche-Material, das axiale Deckengefälle und noch vieles andere.

Auf halber Höhe des Turtmanntales liegen die Gruben des Kaltenberges. Eine Drahtseilbahn beförderte früher das Erz von den in etwa 2600 m Höhe gelegenen Gruben hinab zur Wäsche, die ihr Wasser vom Turtmanngletscher erhielt. Heute liegen die Gruben schon seit langen Jahren still; es handelt sich hier um ein ähnliches Vorkommen wie im Eifischthal bei Ayer, auch hier besitzt die Deutung als Fahlland die größte Wahrscheinlichkeit. Kobaltausblühungen und Brauneisenverwitterung lassen die nicht sehr mächtige Lagerstätte am Berghang leicht verfolgen. Frische Handstücke mit Pyrit, Kupferkies, Kobaltglanz, Arsenkies, Eisenglanz und Magnetit wurden im Stollen und auf der Halde gesammelt. Im Stollen konnte der Verband mit dem Nebengestein (Casannaschiefer) gut beobachtet werden.

Um einen Bergvorsprung herum wurde noch ein Blick auf den Turtmanngletscher geworfen, der in seinem Gesamtaufbau als ideales Schulbeispiel eines alpinen Gletschers gelten kann; dann wurde im Eilmarsch der Abstieg durchs Turtmantal nach Turtmann im Rhonetal angetreten. Dort traf man sich mit den Herren, die durchs Eifischthal herabgekommen waren. Die Autobusse wurden bestiegen und wie beabsichtigt wurden die steilen Kehren rhoneaufwärts noch bei Tageslicht genommen. Das Abendessen in Fiesch nebst einem guten Landwein ließen die Strapazen des Tages schnell vergessen.

Der letzte Tag in den Bergen (11. Reisetag) brachte das berühmte, Nord-Süd-Querprofil durch das Aarmassiv längs der Grimselstraße. Noch im Rhonetal wurden Geröllgneise, Gesteine monzonitähnlichen Charakters und Injektionsgneise geklopft. Die großartige Granit-Rundhöckerlandschaft am Grimselpaß und am Grimselstaudamm sowie Gletscherschiffe aller Art konnten am neuen Hospiz studiert werden. Eine Motorbootfahrt auf dem Stausee bis heran zur Gletscherzunge vermittelte den Eindruck einer fast arktischen Fjordlandschaft. Für die technisch interessierten Herren war eine Besichtigung des Staudammes nebst dessen Meßeinrichtungen veranstaltet. An der Errichtung der 115 m hohen Mauer waren übrigens auch reichsdeutsche Firmen maßgeblich beschäftigt. Beim Ausschießen der Abfluskammern fand man sehr schöne Flußspatkristalle, die wir am nächsten Tag im Mineralogischen Institut in Bern zu sehen bekamen. Mehrere Aufschlüsse im zentralen Aargranit bei Handeck, im Mittagfluhgranit und in den nördlich des zentralen Aargranits gelegenen Schiefern wurden während der Talfahrt aufgesucht. Bei Guttannen wurde zum letztenmal alpines Gestein angeschlagen, dann trugen uns die Autos nach Bern, durch die allmählich abklingende Molasselandschaft des Berner Ober- und Mittellandes, vorbei am Brienersee, an Interlaken und am Thunersee.

Der Vormittag des 12. Tages diente der Besichtigung des Mineralogischen Instituts der Universität Bern. Der erst vor 3 Jahren fertiggestellte Neubau verrät in allen Einzelheiten, auch der Inneneinrichtung, Zweckmäßigkeit und sachliche Schönheit.

Am Nachmittag wurde unter Führung von Prof. BURRI als Vertreter von Prof. NIGGLI das Mineralogische Institut in Zürich besichtigt. In dem dreistöckigen Gebäude sind die Institute der Universität und der Technischen Hochschule unter der Leitung von Prof. NIGGLI zusammengefaßt. Auch die ins Gebiet der Mineralogie herübergreifenden Fragen des Schweizerischen Materialprüfungsamtes werden hier bearbeitet. Gezeigt wurde uns u. a. auch die im Entstehen begriffene große geotechnische Karte der Schweiz, die eine sehr eingehende Kartierung aller nutzbaren Lagerstätten, einschließlich der der Steine und Erden, bringen wird.

Ohne einen weiteren Aufenthalt ging es in Richtung Bodensee weiter. Die erste Nacht wieder auf deutschem Boden wurde in Konstanz verbracht.

Der letzte (13.) Tag führte durch das Hegau und die Schwäbische Alb zur Tagung nach Tübingen. Bei der Schlußsitzung der D. M. G. sprach Prof. RIEMANN den Dank der Teilnehmer an das Reichswissenschaftsministerium und die Exkursionsleitung für die Ermöglichung der schönen und lehrreichen Reise aus. Der stürmische Beifall, der seinen Worten folgte, bewies, daß er allen Teilnehmern aus dem Herzen gesprochen hatte.

A. EBERHARDT.

Bericht über den Lehrausflug in die Schwäbische Alb am 17. September 1935

Von

E. HENNIG

Um 11³⁰ Uhr brachen die 53 Exkursionsteilnehmer in 2 Autobussen und 2 Privatwagen vom Mineralogischen Institut Tübingen auf. Das Mittagessen wurde um 12 Uhr in Metzingen eingenommen.

Von Metzingen auf den Weinberg. Am Tuffaufschluß wurden die allgemeinen geologischen Verhältnisse einleitend ins Gedächtnis gerufen: Die großen Malmblöcke im Tuff, der heute im mittleren Dogger (Braunjura γ) zutage tritt, machen anschaulich, daß zur Zeit der Eruption (Obermiozän) die volle Albtafeldecke noch über das Gebiet fortging. Der sichtbare Albtrauf läßt erkennen, daß so Meeresablagerungen nicht ursprünglich abbrechen konnten. Es bestand voller Zusammenhang über Südwestdeutschland fort. Aufwölbung (Schwarzwaldhebung) und Rheintaleinbruch haben die Schichtdecke aufreißen, den Rand immer weiter zurückweichen lassen. Die Maashöhen um Verdun bilden heute den Gegenflügel der Schwabenalb. Das Stufenland entstand aus der schräggestellten Folge härterer und nachgiebiger Lagen. Der Blick schweift über Albvorland und Keuperhöhen.

Einige 130 Durchbrüche durch die Tafel erfolgten, davon ein erheblicher Teil heute schon dem Vorlande angehörig. Dabei wird der durch die Kalksalze in der Tiefe gehärtete Tuff zwischen der tonigeren Umgebung von der Abtragung schwächer betroffen, morphologisch herausmodelliert. Im wesentlichen liegen kurzphasige Explosionen vor; zu Vulkanberg- oder Markkranzaufschüttungen kam es nicht. Im Gegensatz zum Hegau bildet der Tuff nicht den Außenmantel, sondern die Füllung der Durchschlagsröhren (Vulkan„embryonen“).

Die Beziehungen zur Tektonik sind nicht auf die Formel „Spaltenabhängigkeit oder -unabhängigkeit“ zu bringen. Spaltenfrei ist die Erdkruste nirgends. BRANCOS „ungestörte Albtafel“ sehen wir heute als Scherbenhaufen. Der Albvulkanismus aber kennzeichnet eine Senkungszone: im Dogger schon sind hier die Mächtigkeiten gesteigert, im Tertiär gestaltete sie sich als (Filder-)Graben, den wir heute weit in die Alb hinein verfolgen können.

Die Ergänzung in die Tiefe bot der Florian, dem der nächste Besuch galt. Grundgebirge ist hier im Tuff reich vertreten. Es muß bis daher eine rund 1000 m mächtige Schichtenfolge durchfahren haben. BRÄUHÄUSER vermutete wegen der häufigen Rundung einen permischen Konglomeratzug als Herkunftsort, also sekundäre Lagerstätte. Die Rundung ist wohl auch durch Anwitterung verständlich, die recht verschiedene Größe der Stücke erweckt Bedenken. Die große petrographische Mannigfaltigkeit auf so winzigem Raum könnte jedoch eine Bestätigung liefern. Der Blick von außen auf den Albkörper ist hier besonders eindrucksvoll.

In den Kappishäusern verließ man die Wagen, um den größten Vulkan der Gruppe, den Jusi, zu besteigen. Am Fuße gab es nochmals einen Überblick auf das Stufenland der Nähe mit der besonders klaren Blaukalkschulter (Grenze Braunjura γ/δ), die von der Achalm her bis zu unseren Füßen sich landschaftgestaltend heraushob.

Der Jusi ist mehrphasig. Tuffe mindestens zweier Generationen und die Erweiterung einer langen tuffgefüllten Verwerfungsspalte zu einem kreisrunden Schlot sind deutlich. Zudem leckten hier von unten Zungen „basaltischer“ Lava hinein, die in gangförmigem Abbau aufgesucht wurden. Der Juravulkanismus zeichnet sich durch den hohen Melilithgehalt des Materials aus¹⁾.

Von der Gipfelhöhe bot sich klare Fernsicht bis in die Gegend der Cannstatt-Plochingen Verwerfung. Zahlreiche Tuffberge des Albvorlandes sind übersehbar. Die oberste Spitze des Jusi ist aus in Wasser umgelagertem Tuff erbaut, war also einst Grund eines Kratersees im Sprengtrichter, erreicht in der Tat fast die volle Höhe der nahen Alb. Bei kräftigem Winde ging es hinab an den Fuß des Berges. Am neuen Sportplatz zeigte sich scharf die Grenze der Tuffspalte gegen den dort anstehenden Mergel des Untermalms (Weißjura α). Ein großer Tuffbruch an der Straße wurde gleichfalls noch aufgesucht.

Die Wagen erwarteten die Teilnehmer hier und brachten sie über Kohlberg—Neuffen (Bohrung vor ca. 100 Jahren mit der inmitten der vulkanischen Zone wichtigen geringen geothermischen Tiefenstufe von 11 [st. normal 33] m) — Beuren—Owen zum Hochbohl am Hange der Teck. Eine neue Straße hat den Tuff mit zum Teil sehr frischem Material weithin erschlossen. Dicht daneben wird wieder eine doppelte Melilithitzunge abgebaut. Im Hangenden und Liegenden zeigt sie eigentümliche Plattigkeit parallel der Oberfläche. Nach innen kommt mehr kubische bis kugelige Absonderung zwischen kalkgefüllten Spalten zustande. Die Frage, ob die „Salbänder“ durch Hineinzwängen der Lava und Weitergleiten unter erstarrender Oberfläche entstanden sein könnten, wurde besprochen, durch anderweitige Beobachtungen (Streckung von Gasblasen) in bejahendem Sinne beleuchtet.

Der Rest der Fahrt führte das Lenninger Tal aufwärts, über die Grabenstettener Steige auf die Albhöhe (durch ein neuerdings sehr wichtig gewordenes Malmprofil), jenseits des Ortes vorbei an einer „Basalt“zunge ohne Tuff im Kalkgestein und wieder abwärts an zahlreichen Malmaufschlüssen nach Urach, weiterhin auf schöner Steige mit Blicken ins Tal nach Sirchingen und über die Albhochfläche nach Gomadingen und Lichtenstein-Traifelberg.

Nach dem Abendessen im Traifelberghotel wurde um 22 Uhr die Rückfahrt nach Tübingen angetreten.

¹⁾ Über die Frage, ob die Lavagesteine der Schwäbischen Alb mit STELZNER als Melilithbasalte oder besser als Melilithite zu bezeichnen seien, vgl. man E. TRÖGER, Min. petr. Mitt. 1934, 46, 171. Dort auch eine neue Analyse, des Melilithites vom ebenfalls besuchten Hochbohl bei Owen. Der Melilithit vom Jusi wurde vor einigen Jahren im Institut des Unterzeichneten von W. BUDACK analysiert. Gegenüber dem Melilithit vom Hochbohl weist dieses Gestein nur geringfügige Verschiedenheiten in der Zusammensetzung auf. Wie Melilithite von anderen Stellen des Hochbohls ist aber der sehr zähe Jusimelilithit durch einen sehr bedeutenden Gehalt an Wasser über 100% gekennzeichnet, der über 5% beträgt; eine Folge weit fortgeschrittener Serpentinisierung der Olivine und reicherer Zeolithführung.

Bericht über den Lehrausflug in den östlichen Schwarzwald und das Hegau vom 19.—22. September 1935

I. Nordöstlicher Schwarzwald und Brauneisenlager der Westausläufer der Schwäbischen Alb

Von

MANFRED BRÄUHÄUSER

Ein vollbesetzter Wagen brachte die 34 Teilnehmer am 19. September früh von Tübingen über Calw nach Wildbad. Unterwegs war Gelegenheit zur Besichtigung der Ruinen des aus dem 11. Jahrhundert stammenden Klosters Hirsau.

Herr M. FRANK von der Württembergischen Geologischen Landesanstalt erwartete die Teilnehmer am Bahnhof in Wildbad und zeigte zuerst die dunklen biotitreichen und nur ganz spärlich muskovitführenden, grobkristallinen, mit großen Feldspäten durchsetzten Wildbadgranite und den normalen Zweiglimmergranit, den Forbachgranit. Es wurde erklärt, daß der Wildbadgranit eine Art basischer Randfazies des Forbachgranits im Nordschwarzwälder Granitstock darstellt. Dabei ist diese Randfazies offenbar etwas älter als die Hauptintrusion des Forbachgranits, wie Schlieren und Gänge von Forbachgranit beweisen. Im einzelnen sind die Verbandsverhältnisse wegen Mangels an Aufschlüssen nicht genauer zu studieren, doch zeigten die Ergebnisse der Bohrungen auf Thermalwasser, daß beide Granitarten fingerförmig ineinandergreifen, sich verzahnen.

Anschließend wurde die Wildbader Thermalzone, ein etwa 100 m breiter Abschnitt starker Zerklüftung und Verruschelung im Forbachgranit (etwa O-W streichend) gezeigt, die Entstehung und Erscheinung der Thermen erklärt und die Füllungen in den Quetschzonen und die Luxulianitbildungen (= stark turmalinisierte Granit, hervorgerufen durch borhaltige Exhalationen auf das feste, auskristallisierte Gestein) hinter dem Gebäude der Badkasse studiert und die Badanlagen im Eberhardsbad, die artesische Füllung der Baderäume besichtigt.

Durch die Erzanlagen ging es unter Führung des Herrn Kurdirektors dann zum Kurhaus zum Mittagessen.

Die Weiterfahrt am Nachmittag führte durch den Buntsandstein des Nordschwarzwaldes, dessen tiefgreifende Verwerfungen den Teinacher Mineralquellen den Weg zum Licht freigeben und die, in naher Nachbarschaft, die seit dem frühen Mittelalter in Abbau stehenden Erzgänge von Neubulach bedingt haben.

Rasch durchfahren wurden die Gebiete des Forbachgranites, der Gneise des oberen Murgtales und des Buntsandsteins bei Freudenstadt. Das überaus schlechte Wetter und eine unvorhergesehene Sperrung der Straße für Kraftwagen verhinderte den Besuch der Stelle des alten Kobalt- und Silberbergwerks „Himmlisch-Heer“ bei Hallwangen.

Besehen wurde im Hauptkonglomerat bei Freudenstadt eine durch den Steinbruchbetrieb prächtig aufgedeckte „fossile Therme“, d. h., ein im roten Sandsteinfels aufsetzender Gang, der mit Schwespat, Quarz, Malachit, Azurit und Fahlerz ausgekleidet ist und von dem aus eine starke Verkiezelung weithin in das Nebengestein geht.

Bei Alpirsbach gab eine kurze Rast Gelegenheit zur Besichtigung der alten Klosterkirche. Bei Rütenbach wurden sodann, bei wieder etwas besserem Wetter am Abend, die altbekannten großen Brüche in der „Teufelsküche“ mit Graniten und Granitporphyren besucht und durchgeklopft.

Anschließend besah man das alte berühmte Forschungsgebiet von A. SAUER bei Schenkenzell mit seinen Gneisen, den verbreiteten syenitartigen Gesteinen und mit dem bekannten, Granaten und Graphit führenden Kinzigit vom Deckerhäusle. Hier sprach Herr ZEDLITZ-Tübingen über seine neuen dortigen Forschungsergebnisse.

Nach der Übernachtung in Haslach wurde am 20. September zuerst der gewaltige Bruch der Reichsbahn mit seiner über 70 m hohen Steilwand besucht. Hier gaben die zuständigen Herrn des Reichsbahnbetriebsamtes Offenburg die technischen Erklärungen. Einigen Teilnehmern gelang der Fund schöner Gangstücke mit Zeolithen, Kalkspat, Kiesen und mit großen Würfeln von meergrünem Flußspat.

Nachher wurden die riesigen zum Teil unterirdisch vorwärtsgreifenden Hartsteinbrüche des „Vulkan“ bei Haslach (Amphibolitscholle vom Urenkopf unter gefälliger Führung durch den Besitzer, Herrn LEVERENZ-Heidelberg begangen. Prächtige Handstücke gaben manchen Anlaß zur Aussprache über die anzunehmenden mineral-chemischen Umsetzungen. Aufmerksamkeit erregten auch die Pegmatite im Amphibolit mit ihrer mannigfaltigen Mineralführung (Pheinit, Pektolith usw.).

Die Weiterfahrt nach Triberg-St. Georgen führte durch den Bereich des großen Mittelschwarzwälder Granitstockes zu den Gneisen von St. Georgen. Bei St. Georgen wurden Aufschlüsse von kleinen Gängen mit Eisen und Mangan im Buntsandstein auf der freien Höhe über der Stadt besucht. Dort bot sich zugleich ein weiter, freier Überblick über Schwarzwald, Schwarzwaldvorland und Neckargebiet bis hinüber zu den Bergen der Schwäbischen Alb.

Nach der Mittagsrast in Donaueschingen führte der Weg über Keuper und Lias zu den Weißjurabergen von Gutmadingen. Gegenüber dem hohen, von Basaltfelsen gekrönten Wartenberg bei Geisingen (nördlichster Hegauvulkan) galt der Besuch den hier wieder in regem Abbau stehenden Eisenerzen des Oberen Braunjura. Nach der Befahrung der Grube wurde auch die neue, große, gerade vor der Inbetriebnahme stehende Aufbereitungsanlage unter technischer Führung sehr eingehend besichtigt. Die Führung in Bergwerk und Betrieb war, in dankenswertester Weise, von den zuständigen Herrn der Besitzerin, der Gutehoffnungshütte in Oberhausen (Rheinland), übernommen worden.

Bei anbrechender Dämmerung ging es nun in zweistündiger Fahrt in den Schwarzwald zurück, über Löffingen, Neustadt und am Titisee vorbei zum Nächtigungsort Lenzkirch, einem der Hauptsitze der Schwarzwälder Holzschnitzkunst.

II. Das Südostschwarzwälder Granitmassiv

Von

F. MACHATSCHKI

Nach kurzen Ausführungen über die Gesteinsfolge im Bereiche des Lenzkircher Grabens an Hand der BUBNOFFschen Kartenskizze brach man am 3. Exkursionstag (21. September) um 7³⁰ Uhr von Lenzkirch bei herrlichem Wetter auf. Aus Zeitersparnisgründen konnten frische Aufschlüsse der wichtigsten Gesteinstypen nicht ihrer zeitlichen Abfolge nach aufgesucht werden. Zuerst brachte der Wagen die Teilnehmer etwa 2 km weit die neue Schluchseestraße in Richtung auf Fischbach hinan, wo Herr HUTTENLOCHER an der inneren südlichen Grabenstufe die durch den Straßenbau frisch aufgeschlossene quarzporphyrische (nach BUBNOFF granophyrische) Randfazies des (jüngeren) Urseezweiglimmergranites mit Einschlüssen von frühkulkmischen (spätdevonischen?) Schiefern und Mittelkulpomporphyriten zeigte. Herr BRÄUHÄUSER gab an dieser Stelle Aufschlüsse über die geologischen Verhältnisse im Bereiche des Lenzkircher Grabens. — Dann ging die Fahrt nach Lenzkirch zurück, wo der Wagen verlassen wurde. Der Weg führte zuerst zu den Oberkulmkonglomeraten, die u. a. an der Straße von Oberlenzkirch nach Kappel bei den letzten Häusern von Lenzkirch aufgeschlossen sind, dann ging es die Saig—Titisee-Straße entlang zum Lenzkircher Bad, dem gegenüber an der Straße die Trümmerporphyre ausgezeichnet aufgeschlossen sind. Im Anschluß daran konnten am Wege gegen Alturach die Ursachen der Kaolinisierung des Urseegranites am Kontakt mit dem älteren Trümmerporphyr erörtert und frische Stücke des feinkörnigen Urseegranites geschlagen werden. Nun nahm der Wagen die Teilnehmer wieder auf; der Urseegranit mit seiner quarzporphyrischen Randfazies gegenüber dem älteren (im Bereich der Südschwarzwälder Überschiebung) geschiefertem Granit, dieser selbst und die Titiseegneise wurden ohne Aufenthalt durchfahren. Unterwegs konnte an dem wundervollen Spätsommernorgen von oben noch der Titisee gesehen werden, an dem man am vergangenen Abend bei völliger Dunkelheit vorbeigekommen war, ferner der Gneisrücken des Feldberges. Die Fahrt führte dann über Falkau und Altglashütten wieder in die Zone der geschiefert Granite, die in einem frischen Aufschluß an der Straße etwas nördlich des Windgfällweihers besichtigt wurden. — Ein kurzer Blick auf den in der Morgensonne einsam daliegenden Windgfällweiher. — Die Weiterfahrt zur Schluchseesperre wurde nur noch einmal unterbrochen, um in einem Steinbruch an der Straße nördlich vom Bahnhof Aha (am Westrand der Altkulmscholle des Ahamerberges) die dort von Apophysen des jüngeren Bärhaldegranites durchsetzten Schiefer zu sehen. An der Schluchseesperre, durch die der Spiegel des Schluchsees um fast 30 m gehoben und seine Fläche stark vergrößert worden ist, war Gelegenheit, sich mit Handstücken des älteren Schluchseebiotitgranites mit seinen bemerkenswerten rekurrentzonargebauten Plagioklasen zu versehen.

Über Häusern ging es nun in das Albtal hinunter nach St. Blasien (die Granitporphyre nördlich von Häusern und Lamprophyrgänge im Granit westlich St. Blasien wurden vom Wagen aus gezeigt); dann den Südhang wieder hinauf zur Friedrich-August-Grube des Nickelbergwerkes von Wittenschwand, einem Erzvorkommen, aus dem KNOP seinerzeit den Horbachit unter Annahme der Formel $(\text{Fe,Ni})_2\text{S}_3$ beschrieben hatte. Es handelt sich aber um nickelhaltigen Magnetkies (oder besser um Magnetkies, innig verwachsen mit Pentlandit). Daneben kommen an primären Erzmineralien besonders noch Kupferkies und Pyrit vor; verschiedenartige buntgefärbte Zersetzungserzeugnisse der Kiese können auf den alten Halden angetroffen werden. Der Leiter des erst 1934 neu aufgenommenen Betriebes, Herr Ing. Ferdinand, übernahm hier die Führung und gab an der Stelle des alten Abbaues seine Erklärungen ab. Im vorigen Jahrhundert wurde der Magnetkies zuerst auf Vitriolgewinnung, dann seines Nickelgehaltes wegen abgebaut. Der Bergbau kam zu Anfang des letzten Drittels des vergangenen Jahrhunderts nach Ausschöpfung der Hauptlinse zum Erliegen; Versuche zur Neuaufnahme des Betriebes während des Weltkrieges führten zu keinem greifbaren Erfolg. Im Interesse der deutschen Volkswirtschaft muß gewünscht werden, daß den jüngsten, mit allen Kräften durchgeführten Versuchen zur Auffindung von Fortsetzungen des Erzkörpers oder neuen Erzschollen reicher Erfolg beschieden sei, hier wie auf der nahe benachbarten, analogen Lagerstätte bei Todtmoos. Die Entstehung der Lagerstätte ist noch umstritten. Die stark verworfenen, erzführenden, basischen Gesteine sind (in Schollen?) in mehr oder weniger granulitische Mischgneise eingeschaltet: das unzersetzte noritische Muttergestein ist oft relativ arm an Erz: das führte WEINSCHENK (1907) zur Auffassung, daß die Erzführung erst auf spätere, in Verbindung mit dem Eindringen aplitischer Magmen stehende pneumatolytische Prozesse zurückzuführen sei, eine Auffassung, die sich in dieser Form wohl nicht halten läßt; auf den Halden und auch im Anstehenden findet man reichlich serpentiniertes und uralitisches Material; besonders fallen solche brekziöse Partien auf, die aus dunkelgrünen Knollen (Serpentin, Hornblende, Talk, Erz) mit dazwischengelagertem Glimmer bestehen.

Von Wittenschwand ging es nach Wolpadingen, wo um 13 Uhr ein echt Schwarzwäldisches Mittagessen - kräftig, für manche vielleicht zu derb - eingenommen wurde. Unterwegs war noch Gelegenheit, in dem kleinen Steinbruch von Wolpadingen im mannigfaltig injizierten Gneis eine eingelagerte Biotitschieferbank und aus radialstrahligem Amphibol, Talk, Magnetkies und Biotit bestehende kugelige Einschlüsse zu beobachten, die an die Anthophyllitknollen im Gneis von Dürnstein an der Donau lebhaft erinnern.

Der Nachmittag war in erster Linie dem ebenfalls frühkulkischen, gegenüber dem Schluchseegranit etwas basischeren porphyrischen Albtalgranit mit seinen basischen Vorläufern und seinen lamprophyrischen, aplitischen und porphyrischen Nachschüben gewidmet. Die Fahrt ging über Vogelbach durch das Ibachtal nach der Ibacher Brücke, von der aus man einen schönen Blick auf das wilde, tiefeingeschnittene Albbett hat. Unterwegs wurde im oberen Ibachtal vom Wagen aus auf an der Straße gelegene frische Aufschlüsse einer in den Granit eingelagerten Amphibolitscholle und auf ebenda aufgeschlossene, extrem porphyrische Ausbildungsformen des Granites

verwiesen. Von der Ibacher Brücke ging es etwa 1 km das Albtal aufwärts bis nahe an das Gasthaus Niedermühle heran, wo schon Gneis ansteht. Zu Fuß zurück, wurde der schon im Ibachertal vom Wagen aus gezeigte extrem porphyrische (von S. K. RAY als Granitporphyr bezeichnete) Granit durchwandert, dann stieß man auf eine Scholle von Amphibolit, der, in einem Steinbruch nahe am Kontakt mit dem Albtalgranit frisch aufgeschlossen, sich in aplitisch und pegmatitisch injizierter Form, teilweise geradezu in Bretter und Blöcke aufgelöst, darbietet. Nach S. K. RAY entspricht die Zusammensetzung des Amphibolites einem gabbrodioritischen Magma. Dann folgt der typische Albtalgranit mit seinen mannigfaltigen endogenen, basischen Schlieren und Fremdeinschlüssen. Gerade am Nordende trifft man im Granit eingelagert mächtige Gneisschollen, an ihnen — wohl eine Stauungserscheinung — stellenweise dichte Ansammlungen der Feldspateinsprenglinge des Granites. Beachtet wurden hier noch zwei parallel verlaufende, etwas verworfene Gänge eines zähen, gleichmäßig feinstkörnigen kersantitischen Lamprophyrs. — Wieder an der Ibacher Brücke angelangt, führte die Fahrt nun auf Tiefenstein zu, wobei unterwegs vom Wagen aus Granitporphyr- und Aplitgänge im Granit gezeigt wurden. Beim Steinbruch nördlich von Tiefenstein wurde der Wagen wieder verlassen, hier wurde frischer Albtalgranit mit basischen Schlieren geschlagen, dann führte der Weg südlich durch den von S. K. RAY so benannten Schloßberggranit, einen 30 m mächtigen Granitaplitgang mit pneumatolytischem Einschlag (Turmalinsonnen usw.), der weiter westlich am Nordausgang von Tiefenstein im Lochmühlebachtal zwecks Gewinnung von Pflastersteinen in einem Steinbruch abgebaut wird. Vor Erreichen des Gasthofes Post in Tiefenstein trifft man wieder auf eine Amphibolitscholle, die besonders von Quarz- und Aplitgängen durchsetzt ist. In dieser liegt der von S. K. RAY erstmalig beobachtete Hornblende-anorthosit (Bytownithornblendefels) von Tiefenstein. Die Aufschlüsse dieses massigen, nur in seinen oberen Partien etwas schiefrigen Gesteins liegen etwa 30 m direkt oberhalb der Straße und sind nicht bequem zugänglich; das Schlagen der Handstücke gefährdet den Straßenverkehr. Jedoch konnten einige größere Blöcke abgenommen werden, von denen sich die Teilnehmer mit Handstücken dieses seltenen Gesteinstypus versehen konnten. Es sei noch vermerkt, daß das Gestein an seiner Oberfläche ähnliche wabiglöchrige Zersetzungszone zeigt wie solche vom Bytownitfels von den Naalene bei Stalheim (Sogn, Norwegen) bekannt sind. Von Tiefenstein ging es dann zu Fuß zunächst gleich wieder im Granit durch die 5 Straßentunnels das Albtal südwärts. Zahlreiche Lamprophyr-, Granitporphyr- und Aplitgänge, erstere auffallend durch die ziegelrote Verwitterungsfarbe, durchsetzen den Granit und besonders weiter südlich den Gneis. Nur am Eingang in den ersten Tunnel wurde Lamprophyr mit zahlreichen Biotiteinsprenglingen und (besonders am Salband) chloritisierten Pyroxenen (und Amphibolen) geschlagen und schließlich noch am Ausgang des 5. Tunnels der dort in einem kleinen Steinbruch erschlossene Granitporphyr, der schon Gneis durchsetzt. Hier nahm der Wagen die Teilnehmer wieder auf und brachte sie durch die Grundgebirgsgneise (meist Mischgneise mannigfaltiger Ausbildung) über Hohenfels hinaus in das Rheintal bei Albbruck. Ein letztes Mal wurde knapp vor Albbruck bei anbrechender Dunkelheit am großen Steinbruch von Albbruck Halt gemacht. Dort wird vorzugsweise für die Reichsbahn als Schottermaterial ein dem Grundgebirge angehöriges, vergneistes

aplitgranitisches Gestein gebrochen, das als Granulit bezeichnet wird (S. K. RAY). Das rötliche, an dunklen Gemengteilen arme Gestein ist stellenweise entlang von Bewegungsbahnen und Klüften von schmalen schwarzen Adern, die vorzugsweise Eisenturmalin enthalten, durchsetzt; auch Quarzadern werden hin und wieder angetroffen und entlang der Harnische Zonen von stark zersetztem Gestein.

(Gegen 19 Uhr trafen die Teilnehmer im Hotel Albtal (Albbruck) zur Nächtigung ein.

III. Rheintal und Hegau

Von

MANFRED BRÄUHÄUSER

Am 22. September begann ab Albbruck die Fahrt über die wundervoll ausgearbeiteten Diluvialterrassen des Rheintals westlich von Schaffhausen, über denen in rascher Folge Hügel und Berge des Muschelkalks von Waldshut, dann von Keuper, Lias, Braunem und Weißem Jura stehen. Nach kurzem Halt an der Grenze auf die prachtvoll ausgebaute Schweizer Straße gelangt, brachte der Kraftwagen die Teilnehmer in raschester Fahrt zum Rheinfall. Kurze Erklärung galt der geologischen Entstehung dieses herrlichsten Wasserfalls in Mitteleuropa: Wohl erst in geschichtlicher Zeit hat der Rhein eine frühere Flußschlinge durchtrennt und den jetzigen Fall gebildet, der noch bei keinem römischen Schriftsteller erwähnt, erstmals von dem bekannten Humanisten POGGIO BRACCIOLINI urkundlich genannt wird.

Durch ein einstiges Eisrandtal nördlich von Schaffhausen ging die Reise zurück über die Grenze, die nahe der von Lenzkirch-Bonndorf herabziehenden großen Verwerfung bei Thayngen überschritten wurde. In nur zu rascher, durch die knapp werdende Zeit gebotener Eilfahrt, wurden die zum Teil recht holprigen, an Schlaglöchern reichen Hegauer Straßen in dem hügeligen Vorgelände der hochragenden Grenzberge durchheilt, die, nach SCHEFFELS Wort, „Grenzwacht halten am jungen Rhein“. Am Hohentwiel wurde dessen durch Feuer und Eis geschaffene Berggestalt erklärt: Aus der weichen Tuffhülle wurde die Glocke von Phonolith durch das von Südost ausdrängende Eis der Eiszeit an der heute schroffen Prallseite herausgearbeitet. Im Westen, wo der Phonolithuff noch anliegt, ist leichter Aufstieg. Hier fand die mittelalterliche Befestigungskunst die Notwendigkeit zur Anlage des mächtigen Vorwerks. Die Höhe des Hohentwiels bot von der geschichtlich berühmten Burg, einer der größten Deutschlands, weite Fernsicht auf Alpen und Alpenvorland. Beim Abstieg vom Hohentwiel konnten frische Phonolithstücke, die in den Klüften reichlich die radialstrahligen Aggregate des bekannten, braungelben Natroliths vom Hohentwiel bargen, gesammelt werden. Dies dank dem Entgegenkommen des Württembergischen Amtes für Denkmalpflege, das den Besuch des unter Naturschutz stehenden Hohentwiels auch außerhalb der erlaubten Wege freigab!

Auf der Weiterfahrt wurde noch bei Mühlhausen ein großer und schöner Aufschluß im Tuff (mit zahlreichen mehr oder weniger verglasten Grundgebirgseinschlüssen, Hornblendekristallen und Biotittafeln) besehen.

Ebendort wurden an der Bahnverladestelle Stücke des Melilithbasaltes (Melilithites) vom Hohenstoffeln, der aus Zeitmangel nicht mehr besucht werden konnte, mitgenommen.

Die Fahrt nach Tuttlingen bot hernach Gelegenheit, Deutschlands größte Quelle, die Aachquelle bei Engen zu besichtigen, in der auch die versunkenen Wasser der „Schwarzwalddonau“ zutage treten, die auf unterirdischem Wege vom Donautal bei Tuttlingen herabkommen.

Eine kleine Autopanne verzögerte die Rückkehr nach Tübingen um 1 Stunde.

Bericht über den Lehrausflug nach Heilbronn am 23. September 1935

Von

F. MACHATSCHKI

Der anfänglich für den Nachmittag des 16. September festgelegte Lehrausflug nach Heilbronn mußte vorläufig aufgegeben werden, da das nachträglich stark erweiterte Vortragsprogramm diesen Nachmittag für die wissenschaftlichen Sitzungen in Tübingen unentbehrlich erscheinen ließ. Doch wurde ins Auge gefaßt, wenigstens den Teilnehmern an der Schwarzwald-Hegau-Exkursion den Besuch der hochinteressanten Anlagen des Salzwerkes Heilbronn zu ermöglichen; und zwar wurde dafür der 23. September aussersehen und die Genehmigung des Salzwerkes hierfür eingeholt. Es meldeten sich 9 Exkursionsteilnehmer für diese Besichtigung, zu der man am Montag, den 23. September früh von Tübingen abfuhr.

Die Führung im Salzbergwerk Heilbronn übernahm Herr Obersteiger JÄGER.

Das Salzlager gehört dem mittleren Muschelkalk an und bildet einen Teil der sich durch Westdeutschland bis in die Gegend von Rottweil erstreckenden Steinsalz-Anhydritablagerungen, die im Norden wiederholt bei Bohrungen auf Zechsteinkalisalze durchfahren wurden und aus denen zahlreiche württembergische Salinen ihre Rohstoffe beziehen. Die über dem Steinsalz liegenden, jüngeren Ablagerungen einschließlich des Anhydrites und der oberen Teile des Steinsalzlagers werden in einem über 200 m tiefen Schacht durchfahren, der bis auf das Liegende des Steinsalzlagers (Wellengebirge) führt. Das Steinsalzlager erreicht bei Heilbronn eine Mächtigkeit von 42 m und gliedert sich in 3 Zonen, von denen nur die untere abgebaut wird: Zunächst eine Schicht von grobkristallinem Steinsalz mit wenig tonigen und anhydritischen Einlagerungen von 18 m Mächtigkeit, die in ihrer vollen Höhe abgebaut wird; darüber eine 8 m mächtige Schicht geschichteten Steinsalzes und endlich als hangende Schicht wieder (über 16 m mächtig) grobkristallines Steinsalz. Im sonst wenig gestörten Lager können mehrere ausgedehnte muldenförmige Einsenkungen beobachtet werden, welche das geschichtete Steinsalz in stetigem Fallen fast auf die Sohle des unteren grobkristallinen Steinsalzes bringen. Nach den heute benutzten Abbau-

methoden und bei den heutigen Produktionsziffern reichen die Vorräte im Bergbaugebiet der Gesellschaft noch 380 Jahre aus, wobei nur 26 % vom Steinsalzlager abgebaut werden und 74 % als Sicherheitspfeiler stehen bleiben.

Besonderes Interesse erweckten auch die Anlagen über Tag, in denen freundlicherweise Herr Ing. KRACK führte. Da ist vor allem die mit sehr großen Kosten ausgebaute und doch rentabel arbeitende Salzschnmelze zu nennen, eine auf der Erde einzig dastehende Anlage. Dem Abstich eines Schmelzofens, dem Abfließen des auf 800 Grad erhitzten Steinsalzes in die mit Rührern ausgestatteten Kühltöpfen und auch dem Abkühlungsprozeß selbst konnte beigewohnt werden. Das Schmelzsatz wird nach Absetzen der Verunreinigungen und weiterer Abkühlung unter Vermeidung jeglicher Berührung mit Menschenhand in rasch arbeitenden Paketierungsmaschinen verpackt und kommt als hygienisch einwandfreies Speisesatz in den Handel.

Die Saline konnte aus Zeitmangel nicht besichtigt werden, wohl aber die dem Steinsalzwerk angeschlossene Glasbläserei, in welcher Grünglasflaschen jeder Art und Größe wie auch Glasballons auf halbmechanischem Weg (mit Ausnahme der großen Ballons, welche durch die besonderes Geschick erheischende Kunstfertigkeit eines Ballonbläfers entstehen) erzeugt werden.

Die Teilnehmer sind dem Salzwerk Heilbronn, seinem Leiter Herrn Reg.-Rat SCHLAFKE und den führenden Herren für die Ermöglichung dieser hochinteressanten Befahrung und Besichtigung und für die dabei erhaltenen Aufklärungen sehr zu Dank verpflichtet.

Autoreferate

Über Asbestosiskörperchen

Von

P. J. BEGER,

Hannover

Asbestosis ist eine „Staublungen-Erkrankung“. Sie wird durch Asbeststaub hervorgerufen. Im wesentlichen besteht sie in einer Verdrängung des schwammigen Lungengewebes durch derbes Bindegewebe. Daraus ergeben sich schwere Störungen, die häufig auf den Kreislauf zurückwirken und gewöhnlich zum Tod infolge von Herzinsuffizienz führen.

Die enge Verwandtschaft der Asbestosis mit der durch Quarzstaub verursachten Silicosis ist offensichtlich. Indessen war die Asbestosis in rechtlicher Beziehung bisher der Silicosis nicht gleichgestellt. Sie wurde nicht als „Berufskrankheit im Sinne der Unfallversicherung“ anerkannt.

In Schnitten von „Asbestosis-Lungen“ nun fallen nicht etwa die Asbeststäubchen auf, sondern den nachhaltigsten und überraschendsten Eindruck machen auf jeden Beschauer die trotz ihrer Mannigfaltigkeit überaus charakteristischen „Asbestosiskörperchen“. Besonders im ungefärbten Schnitte heben sie sich durch ihre leuchtend goldbraune Farbe und durch ihre sehr hohe Lichtbrechung stark von dem umgebenden Gewebe ab. Sie sind im Mittel etwa $70\ \mu$ lang (beobachtete extreme Werte $113\ \mu$ und $9\ \mu$) und $3,5\ \mu$ dick. Bezüglich der Form darf man getrost sagen, daß jedes einzelne vom anderen irgendwie abweicht, daß aber gleichwohl ein Gesamteindruck entsteht, den man ungefähr folgendermaßen beschreiben kann: perlenartige Kügelchen oder unregelmäßig geformte Scheibchen sind mit ihren Kreisflächen aneinandergereiht: an den Enden befinden sich meist — jedoch keineswegs immer — keulenförmige Verdickungen oder kugelige Köpfe von ungefähr dem doppelten Durchmesser, wie ihn der mittlere Teil der Körperchen hat. Dabei sind die Körperchen selten gerade oder wenigstens gestreckt, sondern sehr viel öfter irgendwie gekrümmt.

Zwischen den Asbeststäubchen und den Asbestosiskörperchen besteht ein ursächlicher Zusammenhang, der sich zunächst räumlich zu erkennen gibt, insofern als sich mitten in jedem im Entstehen begriffenen Asbestosiskörperchen ein Asbestfäserchen als tragendes Gerüst befindet. Es macht dem Volumen nach im Durchschnitt kaum 1% vom ganzen Asbestosiskörperchen aus. Die umgebende Masse besteht aus einem Gel. Das ist

leicht daran zu erkennen, daß sich bei gewissen Prozessen beim Färben der Schnitte LIESEGANGSche Ringe bilden. Da der Aufbau der Asbestosiskörperchen in der Lunge stattfindet, also in einem organischen Systeme, liegt es nahe, in dem Gel — seinem chemischen Bestande nach — einen Eiweißkörper zu vermuten.

Nach ihrer äußeren Erscheinungsform mag man die Asbestosiskörperchen eher für organische als für anorganische Gebilde ansprechen (COOKE and HILL, Brit. Med. Journ. 1927, Bd. I, S. 890; McDONALD, Brit. Med. Journ. 1927, Bd. II, S. 1025 u. 1076). An den Ablauf organischen Lebens erinnert auch die Hypothese, zu der sich mir die Beobachtungen über die Mannigfaltigkeiten der Einzelformen der Asbestosiskörperchen ordneten. Ich kam zu folgender Vorstellung: Die Asbestosiskörperchen bilden sich, indem sich auf den eingeatmeten Asbestnadeln jenes Gel abscheidet, zunächst in feinsten Häutchen oder einzelnen Klümpchen, die die Nadel perlenartig umgeben. Sie sind am häufigsten und wachsen am raschesten an den Enden der Nadeln — in Übereinstimmung mit der besonders großen kapillarchemischen Aktivität, die dort infolge der starken Krümmung der Grenzfläche besteht: in Übereinstimmung aber auch mit der Sachlage, die sich aus dem Feinbau des Asbestes ergibt. Nach den Mitten der Nadeln zu bleibt die Koagulation von Gel im Vergleich zu den Enden meist mehr oder weniger im Rückstande. Im weiteren Verlauf des Wachstums der Hüllsubstanz können die einzelnen Perlen miteinander zu geschlossenen Mänteln verschmelzen, ähnlich wie es Tropfen unter der Wirkung der Oberflächenspannung tun. So entstehen die verschiedenartigsten Formen, deren gemeinsames Kennzeichen aber pralle Füllung mit Substanz ist, so daß die äußere Umgrenzung einer glatten, gespannten Haut gleicht.

Diesen Wachstums- oder Aufbauformen stehen andere gegenüber, bei denen ein Verlust, ein Abbau von Substanz offensichtlich ist. In den langen, prallen Umhüllungen treten Querrisse auf. Die Außenflächen werden runzelig und faltig. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Scheibchen vergrößern sich. Es mehren sich Körperchen, deren Hüllen mit Knoten, Dornen und rissigen Borken vergleichbar sind. Ausscheidungen winziger dunkler Körnchen (von Eisenoxyd) treten auf. Sie werden zahlreicher, und schließlich bleibt vom Asbestosiskörperchen nichts übrig als ein Zug von solchen Körnern, in dem das Körperchen ohne weiteres gar nicht wiederzuerkennen wäre, zumal diese Körnchen mit optischen Hilfsmitteln nicht unterschieden werden können von den zugleich in der Lunge massenhaft anwesenden kohligen Partikeln.

Diese Hypothese verlangt den Beweis, daß 1. die zentralen Nadeln in den Körperchen aus Asbestteilchen bestehen; daß 2. die Gelhülle aus Eiweiß aufgebaut ist; und 3. endlich, daß die Resorption der Körperchen die Auflösung der Asbestnadeln zur Voraussetzung hat.

Bezüglich des 1. Punktes: der Identifizierung der Nadeln, sind die Umstände insofern günstig, als die Untersuchungsobjekte wenigstens nach einer Dimension groß sind im Vergleich zu den Wellenlängen des Lichtes, denn als praktische Bestimmungsmethode kommt nur die kristalloptische Prüfung in Frage. Die Nadelchen sind durchschnittlich $50\ \mu$ lang und $0,5\ \mu$ dick. Als maximaler Wert wurde für die Länge $109\ \mu$, für die Dicke $1\ \mu$ gemessen. Weitaus am häufigsten liegen die Durchmesser unter $0,5\ \mu$. Aus Lage, Größe und Verteilung der optischen Vektoren ergibt sich ein-

wandfrei, daß in den von mir untersuchten Fällen sämtliche beobachteten Stäubchen dem Chrysotilasbest angehören. Daraus, daß von gleich dicken Nadeln manche niedrigeren Gangunterschied aufweisen, ist zu entnehmen, daß in der Lunge ebenso eine Herauslösung der Kationen stattfindet wie in Säuren. Dieser Umstand ist wichtig für die Deutung des Auf- und Abbauvorganges der Asbestosiskörperchen.

Hinsichtlich der Erkundung der stofflichen Zusammensetzung der Hüllsubstanz bleibt man vorerst auf ziemlich grobe qualitative Maßnahmen angewiesen. Feineren mikrochemischen Methoden entziehen sich die Körperchen teils wegen ihrer geringen Masse — das Gewicht der Eiweißhülle eines mittelgroßen Körperchens bleibt erheblich unter $1 \cdot 10^{-6}$ mg! — teils wegen der Unmöglichkeit einer Reinigung von anderer organischer Substanz. Für den Eiweißcharakter der Hüllen sprechen folgende Umstände: Sie sind verbrennbar. Als Zwischenstufe bilden sich Teerprodukte, die von den Nadeln wegfließen, sich zu größeren Tropfen vereinigen und nach der Verbrennung an den aus Eisenoxyd bestehenden Aschenresten wiederzuerkennen sind. In chemischer Hinsicht verhält sich Eiweiß als Ampholyt. Das gilt auch von den Hüllen: sie lösen sich glatt sowohl in Säuren als auch in Alkalien. Die Säurelöslichkeit ist neuerdings von KOPPENHÖFER [Arch. f. Gewerbepath., Bd. 6, S. 38 (1935)] zu Unrecht angezweifelt worden. K. hat die Versuche unter Deckglas ausgeführt und das Ende des unter diesen Bedingungen viel langsamer verlaufenden Vorganges nicht abgewartet. Schließlich kann für die Eiweißnatur der Hüllen noch angeführt werden, daß sie trotz der Härtung, die sie durch die Aufbewahrung in Formalinlösung erfahren haben, von Trypsinlösung verdaut werden. Besonders bezeichnend ist es, daß der Brechungsindex der durch Säurebehandlung enteisenen Gelhüllen bei 1,55 liegt und übereinstimmt mit dem Brechungsvermögen ebenso behandelter Blutkörperchen oder Gewebeteilchen. Damit erledigt sich die neuerdings von KOPPENHÖFER vorgebrachte Meinung (a. a. O.), die Hülle der Asbestosiskörperchen bestünde aus Kieselgel!

An der Zusammensetzung der Hüllsubstanz nimmt Eisen in reichlicher Menge teil. Es verleiht den Körperchen die goldbraune Farbe. Durch Säuren läßt es sich leicht ausziehen. Zum Nachweis ist die Berlinerblau-Reaktion gut geeignet. An dem Resorptionsvorgang, durch den in der Lunge die Körperchen wieder beseitigt werden, scheint es nicht mit derselben Leichtigkeit teilzunehmen wie die anderen Stoffe: denn es bleibt häufig in ganzen Zügen feinsten Oxydkörnchen stehen. Es liegt nahe, daran zu denken, daß diesem Eisen eine ähnliche Rolle bei der Bildung der Körperchen zuzuschreiben sein könnte, wie sie das Eisen beim Enteiweißen von Lösungen nach der Methode von MICHAELIS und RONA spielt.

Mineralogisch interessant und medizinisch von größter Bedeutung ist es, daß die Asbestnadeln in den Asbestosiskörperchen restlos abgebaut werden können. Die Tatsache des Abbaues geht daraus hervor, daß man nach Auflösung der Körperchen in Säuren oder nach Verbrennung stets sehr viel weniger Asbestnadeln zurückbehält, als Asbestosiskörperchen vor dem Versuche vorhanden waren. Die übriggebliebenen Nadeln erweisen sich häufig nicht glatt begrenzt, sondern sie zeigen Stellen, an denen sie korrodiert sind. Ja man kann sogar beobachten, daß nach der Auflösung in Säuren die von den Körperchen hinterlassenen Lücken nicht optisch leer sind, sondern daß Trübungen verschiedener Feinheit vorhanden sind. Sie müssen natürlich auf

die Anwesenheit von Teilchen zurückgeführt werden, deren Größe unterhalb der Grenze des Auflösungsvermögens der Mikroskopoptik liegt. Das nötigt zu der Annahme, daß das Kieselsäuregerüst der Asbestnadel in die Eiweißhülle hinein dispergiert wird. KOPPENHÖFER (a. a. O.) hat dies durch Beobachtungen im Dunkelfeld bestätigt.

Mit der Dispersion der Kieselsäureskelette beginnt der Abbau der Asbestosiskörperchen.

Der gesamte Vorgang ist einer sehr einfachen Deutung fähig. Sie beruht auf den Vorstellungen vom Gitterbau des Chrysotilasbestes. Die kohlen-säurehaltige Flüssigkeit in der Lunge genügt, um die Herauslösung der Kationen aus dem Kristallgebäude zu erzwingen. Das aus doppelreihigen (Si_4O_{11})-Bändern zusammengesetzte Anionengerüst bleibt hingegen, ebenso wie in Säuren, zunächst bestehen. Mit dem Verlust an Kationen ist indessen zugleich die elektrostatische Stabilisierung des Kristallgitters verlorengegangen. Der Überschuß an negativer Ladung wirkt nach außen. Wohl können zur Kompensation auch niedrig aufgeladene Ionen beitragen, wie etwa Na^+ . Aber in bekannter Weise steigt die Wechselwirkung mit der Höhe der Ladung. Deshalb tritt das Eiweiß mit seiner großen Zahl von Valenzen beherrschend ins Spiel. Es sättigt den Ladungsüberschuß des Kieselsäureskelettes ab. Ob man dabei an Eiweißkationen oder -zwitterionen oder -dipole denkt, ist an sich unwesentlich. Alle drei Möglichkeiten sind vorhanden. Wesentlich ist das Ergebnis: die Kompensation der Aufladungen bewirkt die Adsorption bzw. Koagulation von Eiweiß auf den Kieselsäurerüsten des Asbestes.

Die im Vergleich zu den Gitterdimensionen riesengroßen Eiweißkomplexe umgeben das Anionengebäude und ziehen an ihm mit ihren starken positiven Ladungen. Im Innern wirken die einander gegenüber stehenden negativen Ladungen repulsiv. Das Ergebnis des Kräftespieles ist das Abbröckeln von Gitterbruchstücken. Diese bilden nun kleinere Eiweiß-Kieselsäurekomplexe, die weiterer Aufteilung fähig sind. Sie werden, in sich etwa abgesättigt, nach außen gedrängt, da neue Eiweißpartikel zur Absättigung des Anionengerüsts nach innen wandern müssen. So gelangen sie, unter immer feinerer Aufteilung, an die Grenzfläche von Körperchen und Körperflüssigkeit. Damit sind nicht nur neue Gleichgewichte gegeben, sondern auch die Möglichkeit des Übertrittes von Kieselsäure in die Körperflüssigkeit.

KOPPENHÖFER hat diese Aufteilung durch ultramikroskopische Beobachtung bestätigen können. Als Teilchengrößen, die er noch wahrgenommen hat, gibt er 60—100 Å an. Damit ist die untere Grenze kolloidaler Lösungen erreicht. Es liegt kein Hinderungsgrund vor, anzunehmen, daß die Dispersion noch weiter geht bis in das Gebiet molekularer Lösung, sondern alle Wahrscheinlichkeit spricht dafür.

Auf der anderen Seite ist folgendes wichtig: Im Tierversuche ist beobachtet worden, daß bereits nach 3 Monaten wohlausgebildete Asbestosiskörperchen vorhanden waren, während von Bindegewebsvermehrung oder Verdichtung der Alveolarumwallung nichts Merkliches zu spüren war [STEWART. Journ. of Path., Bd. 33, S. 848 (1930)]. Das bedeutet: die Schädigung beginnt nicht, solange die Asbestnadeln mechanischen Reiz ausüben; auch nicht, solange die Asbestosiskörperchen aufgebaut werden; sondern erst dann fängt sie an, wenn die Körperchen dem Abbau verfallen: wenn also die Kieselsäure in Lösung geht!

Bei der Asbestosis handelt es sich um einen Vorgang, der sich besonders durchsichtig abwickelt und modellartig klar bis in die Einzelheiten überblickt werden kann. Damit bietet die Asbestosis zugleich einen Schlüssel zum Verständnis der Silikosis überhaupt.

[Ausführliche Darstellung finden sich in Virch. Arch., Bd. 290, S. 280 (1933); Virch. Arch., Bd. 293, S. 532 (1934); Med. Klinik 1934, Nr. 37/38; Arch. f. Gewerbepath. 1935 (im Druck)].

Fortschritte in der mikroskopischen Untersuchung der Erzminerale

(Quantitative Diagnostik aus dem Anisotropieeffekt zwischen
gekreuzten Nicols)

Von

M. BEREK,

Wetzlar

Die Unterscheidung der Erzminerale an polierten Anschliffen im Auflichtmikroskop erfolgt bis jetzt qualitativ im wesentlichen nach der Farbe des reflektierten Lichts und nach der Stärke des Anisotropieeffekts, quantitativ nach dem Reflexionsvermögen, das nach einer Methode, die ich früher entwickelt habe, auch im Mikroskop einwandfrei gemessen werden kann. Die für durchsichtige anisotrope Minerale kennzeichnenden Parameter, wie optischer Charakter, Stärke der Doppelbrechung, Winkel der optischen Achsen, waren bisher auf die Diagnostik absorbierender Minerale nicht anwendbar, da Methoden zu ihrer Messung bisher unbekannt sind. Selbst die Bestimmung der Lage der Schwingungsrichtungen unterlag der Gefahr grober Fälschungen und ist erst kürzlich durch meine Untersuchungen und daran anschließende instrumentelle Verbesserungen zuverlässig ermöglicht worden.

Es bedeutet daher gewiß einen bemerkenswerten Fortschritt, wenn ich im folgenden darüber berichten kann, daß die quantitative Diagnostik der Erzminerale aus den Anisotropieeffekten heute der quantitativen Diagnostik durchsichtiger anisotroper Kristalle, abgesehen von den Universaldrehtischmethoden, durchaus ebenbürtig sich betreiben läßt. Die hierzu erforderliche Apparatur ist im Gegensatz zu der für die photometrischen Messungen angewandten relativ einfach: Das Polarisationsmikroskop muß mit einem Opakilluminator ausgerüstet sein, der als ablenkendes Prisma eines mit „homogen kompensiertem“ Feld hat. Bisher gab es solche Prismen noch nicht. Der von mir vor einiger Zeit eingeführte metallisch belegte Glasteil bedeutete zwar gegenüber dem früheren Zustand eine wesentliche Verbesserung; seine Eigenschaften stehen aber bezüglich der Homogenität des Feldes weit zurück hinter einem neuen, von mir berechneten Prisma, das als die vollkommenste Lösung bezeichnet werden kann, die sich je erreichen läßt. Des weiteren muß eines der Nicols im Mikroskop drehbar und seine Stellung auf 0,1 Grad

ablesbar sein. Schließlich muß im Strahlengang zwischen den Nicols eine azimuthal drehbare Glimmerplatte eingefügt sein, deren Stellung ebenfalls auf 0,1 Grad ablesbar ist.

Man bestimmt hiermit in der Diagonalstellung des Anschliffes zwischen gekreuzten Nicols diejenige Drehung σ des einen Nicols und diejenige Drehung φ des Glimmerplättchens, die gleichzeitig die Aufhellung in der Diagonalstellung völlig auslöschen. Diese beiden Winkel σ und φ sind die einzigen Meßelemente, die zur Diagnostik benötigt werden.

Mit Hilfe einfacher Berechnung lassen sich aus diesen Winkeln σ und φ folgende kennzeichnenden Merkmale des Anschliffs finden:

1. Unterscheidung der optischen Symmetrie.

a) Es läßt sich feststellen, ob das Mineral optisch einachsig oder optisch zweiachsig ist. Hierzu dient ein aus σ und φ zu berechnender Winkel τ , der „charakteristische“ Winkel. Ebenso wie der Winkel $2V$ der optischen Achsen bei durchsichtigen Kristallen im Grunde nur eine Eigenschaft der Indikatrix dieser Kristalle beschreibt, so ist auch hier der charakteristische Winkel τ als besondere Eigenschaft der Indikatrix, allerdings der komplexen Indikatrix, darstellbar. Aber eine weitere Analogie zwischen $2V$ und τ besteht nicht. Denn $2V$ ist für optisch einachsige Kristalle immer 0, der Winkel τ dagegen nicht, sondern er hat für jedes optisch einachsige Mineral einen charakteristischen Wert. Dieser Wert ergibt sich, an beliebig orientierten Anschliffen desselben Minerals gemessen, sofern es optisch einachsig ist, immer gleich groß, dagegen von der Orientierung des Anschliffs abhängig, wenn das Mineral optisch zweiachsig ist.

b) Wenn sich das Mineral als optisch zweiachsig erweist, läßt sich unter Umständen noch die rhombische Symmetrie einerseits von der monoklinen und triklinen andererseits scheiden. Hierzu dient der Parameter θ , der ebenfalls aus denselben Elementen der Messung, σ und φ , berechnet wird. Er bedeutet die Abweichung des Polarisationszustandes der beiden gebrochenen Wellen vom linearen. Findet man auf Anschliffen mit stärkerem Anisotropieeffekt θ von 0 verschieden, so ist das Mineral sicher monoklin oder triklin.

2. Es läßt sich mit Hilfe derselben Meßelemente der „komplexe optische“ Charakter des Anschliffs unterscheiden. Er ist positiv, wenn die Welle mit dem größeren Brechungsindex auch den größeren Absorptionskoeffizienten hat, im umgekehrten Falle negativ. Ist das Mineral vorher als optisch einachsig festgestellt, so ist der komplexe optische Charakter eines beliebig orientierten Anschliffs zugleich der Charakter des Minerals, und man kann in Anschliffen verschiedener Orientierung die Schwingungsrichtungen einander nach der Gleichartigkeit (o. e) zuordnen. Bei optisch zweiachsigen Kristallen kennzeichnet der komplexe optische Charakter nur eine Eigenschaft des betreffenden Anschliffs. Wir haben also z. B. bei rhombischen Kristallen drei verschiedene Hauptcharaktere nach den drei Symmetrieebenen zu unterscheiden.

3. Der charakteristische Winkel τ unterscheidet in der Gruppe der optisch einachsigen Mineralien jedes Material vom anderen, und zwar in der Regel noch schärfer als das Reflexionsvermögen. Um auch bei optisch zweiachsigen Mineralien τ zur quantitativen Diagnostik verwenden zu können, darf man nicht beliebige Anschliffe für die Messung auswählen, sondern muß solche mit stärkstem Anisotropieeffekt aussuchen.

Es lassen sich, immer aus denselben Elementen σ und φ , Doppelbrechung und Doppelabsorption des Anschliffs angeben, zwar nicht in der üblichen Form $n_2 - n_1$ bzw $k_2 - k_1$, sondern als $\triangle \mathfrak{N}$ und $\triangle \mathfrak{R}$, wo näherungsweise

$$\mathfrak{N} = \frac{n}{n^2 + k^2} \text{ und } \mathfrak{R} = \frac{k}{n^2 + k^2} \text{ ist. } \triangle \mathfrak{N} \text{ ist also die Differenz der reduzierten}$$

Brechungsindizes, $\triangle \mathfrak{R}$ die Differenz der reduzierten Absorptionskoeffizienten. Man kann daher an orientierten Anschliffen die Hauptdoppelbrechungen $\triangle \mathfrak{N}$ und $\triangle \mathfrak{R}$ bestimmen, z. B. bei optisch einachsigen Kristallen $\mathfrak{N}_\omega - \mathfrak{N}_\epsilon$ und $\mathfrak{R}_\omega - \mathfrak{R}_\epsilon$. Die Bestimmung von $\triangle \mathfrak{R}$ ist wahrscheinlich aus Gründen von Einflüssen des Schleifprozesses weniger scharf als die von $\triangle \mathfrak{N}$.

5. Das mittlere Reflexionsvermögen \mathfrak{R} läßt sich bekanntlich photometrisch sehr einfach messen. Hingegen erfordert die photometrische Bestimmung der beiden uniradialen Reflexionsvermögen \mathfrak{R}_1 und \mathfrak{R}_2 , wenn sie einwandfrei erfolgen soll, wie ich früher ausgeführt habe, etwas umständliche Manipulationen und nachträgliche Auswertungen. Es ist daher besonders bemerkenswert, daß aus den gleichen Meßelementen σ und φ der hier behandelten Methode ohne weiteres sich sehr genau das Verhältnis $\mathfrak{R}_2 : \mathfrak{R}_1$ ergibt. Daher kann in Zukunft die photometrische Messung allein auf die Ermittlung des mittleren Reflexionsvermögens \mathfrak{R} beschränkt werden, da man aus \mathfrak{R} und $\mathfrak{R}_2 : \mathfrak{R}_1$ auch die uniradialen Reflexionen \mathfrak{R}_1 und \mathfrak{R}_2 einzeln, sowie die Bireflexion $\mathfrak{R}_2 - \mathfrak{R}_1$ einfach findet.

Aus den Meßelementen σ , φ kann man schließlich auch diejenigen Parameter ableiten, die seinerzeit J. KÖNIGSBERGER und F. E. WRIGHT zur Kennzeichnung der Anisotropieeigenschaften von Erzmineralien vorgeschlagen und zu deren direkten Messung sie Methoden entwickelt haben, nämlich die Größe des Phasensprunges der uniradialreflektierten Komponenten sowie das Hauptachsenverhältnis und das Hauptachsenazimut der reflektierten Schwingungsellipse. Wir können aber diese Parameter hier ganz übergehen, da ich bereits in einer früheren Untersuchung gezeigt habe, daß diese Größen sich zur quantitativen Diagnostik der Erzmineralien kaum eignen.

Alle Messungen nach der hier entwickelten Methode werden nur gegen Luft als EinfallsmEDIUM ausgeführt. Zu beachten ist, daß man eine hinreichend gut monochromatische Lichtquelle benutzen muß, da die einzelnen Parameter vielfach oder sogar in der Regel eine starke Dispersion mit der Wellenlänge des Lichts besitzen.

Anschließend wurden die Leistungen der Methode durch graphische Darstellungen von Messungen, die an orientierten und nichtorientierten Anschliffen von Rotnickelkies, Eisenglanz und Antimonglanz ausgeführt waren, erwiesen.

Aussprache: FABER, NEUHAUS, KRAUS, DRESCHER.

Primäre Teufenunterschiede, Verwitterungs- und Anreicherungsverfahren am Krater von Vulcano

Von

F. BERNAUER,
Berlin

Der Krater ist heute im Solfatorenzustand, wie er bei den italienischen Vulkanen besonders an mittelsaure Magmen gebunden erscheint. Wichtige Stoffe unter den Exhalationen sind S, Se, Te, As, Bi, Sb, Fe?, Pb, Zn, Cu, Sn, Ni, Pt; ferner Cl, F, NH_3 . Bei der Abscheidung der Metalle durch Temperaturabfall entstehen „primäre Teufenunterschiede“: besonders eng sind sie an die Mündungsstellen der Fumarolen zusammengedrängt. Rings um die Austrittsstellen herrscht zonare Anordnung.

Die Witterungseinflüsse stören dieses Bild. Daß die von vornherein löslichen Stoffe mancherlei Krusten und Stalaktiten bilden, ist selbstverständlich. Dazu kommt aber die Wirkung der durch Oxydation des Schwefels und seiner Verbindungen entstandenen Schwefelsäure, welche unterhalb der Fumarolen in Konzentrationen bis zu 30 % das Gestein durchtränkt. Sie vor allem zerstört das Gestein derart, daß zuletzt bis zu 97 % Kieselsäure übrigbleibt. Das Gelöste kommt zum Teil ins Grundwasser, zum Teil blüht es in der weiteren Umgebung der Fumarolen wieder aus, wie vor allem der Gips, nur das Eisen macht eine Ausnahme. Es wird nur in den Gebieten starker Säurekonzentration gelöst. Wo aber nach der Tiefe die Säure allmählich abgestumpft, und gleichzeitig der überall aufsteigende Schwefelwasserstoff wirksam wird, da wird es ohne wesentliche Verschiebung in FeS_2 umgewandelt und auf den Gesteinsklüften wird noch das von oben zuwandernde Fe dazu abgeschieden. Das Ergebnis sind schwarze poröse Gesteine, die außer der herrschenden Kieselsäure bis zu 22 % FeS enthalten.

So erklärt das Beispiel vom Vulcano:

1. die Entstehung primärer Teufenunterschiede durch Temperaturabnahme,
2. die Bildung verkiester Gesteine, wie mancher Schalsteine, Propylite usw.,
3. die Möglichkeit des Auftretens verschiedenartigster metallhaltiger saurer Lösungen, wie sie die Lagerstättenforschung oft voraussetzen muß,
4. das Zurücktreten eigentlicher vulkanischer Erzlagerstätten gegenüber den tiefen magmatischen, weil sie oben zu rasch wieder zerstört werden.

Aussprache: KORDES, BUJOR.

Experimentelle Untersuchungen an natürlichen sulfidischen Eisen-Kupfer-Erzen und einige sich daraus ergebende genetische Schlußfolgerungen

Von

HERMANN BORCHERT,
Berlin

Das geologische Thermometer der Cubanit-Kupferkies-Entmischung wurde nachgeprüft und dabei gefunden, daß es nicht bei 450°, sondern bei 235° C liegt. Es konnte nachgewiesen werden, daß der gewöhnliche anisotrope Cubanit sich oberhalb 235° in ein lamellar aufgebautes Gemenge von etwa 40 % Kupferkies und 60 % einer isotropen Komponente umwandelt, welche demnach die chemische Zusammensetzung $C_4S \cdot FeS$ bzw. $C_4S \cdot Fe_4S_5$ hat. Das entspricht dem von BLOMSTRAND beschriebenen Mineral Chalkopyrrhotin.

Der Chalkopyrrhotin ist bei 235° metastabil und erst von 255° C an aufwärts stabil. FeS-reiche Kupferkies-Mischkristalle zerfallen bei langsamer Abkühlung unterhalb von 450° in Kupferkies und Chalkopyrrhotin. An natürlichen Magnetkies-Kupferkies-Verwachsungen wurden die Bedingungen der FeS-Aufnahme des Kupferkieses und der Kupfersulfid-Aufnahme des Magnetkieses untersucht und die Temperaturen der Kupferkies-Chalkopyrrhotin- und Magnetkies-Chalkopyrrhotin-Entmischungen festgestellt. Die Ergebnisse wurden in einem Diagramm zusammengefaßt.

Die Tatsache, daß zwischen 255 und 235° C kein Mineral mit einer chemischen Zusammensetzung zwischen Magnetkies und Kupferkies stabil ist, liefert die Erklärung, warum Lagerstätten vom Typus Sudbury keinen Cubanit führen. Diese Lagerstätten sind in dem genannten Temperaturbereich so langsam abgekühlt, daß — in welcher Form auch immer die Sulfide ursprünglich vorgelegen haben — vollständige Entmischung in Magnetkies und Kupferkies eingetreten ist. Dieser Schluß stimmt im übrigen gut überein mit den landläufigen genetischen Vorstellungen vom Sudburytyp.

Valeriit zerfällt in Kupferkies oberhalb 225° C unter Zurücklassung eines Magnetkies- (oder weiterhin auch Chalkopyrrhotin-) Rückstandes.

Lagerstätten, welche Cubanit- oder Valeriitentmischungen im Kupferkies führen, haben diese unterhalb von 235 und 225° C entmischt. Es wird eine Reihe von Anhaltspunkten für die Beurteilung der Bildungstemperaturen der Cubanit- und Valeriit-führenden Vorkommen gegeben.

Über Unterschiede im Verhalten der alten und jungen Golderzgänge

Von

HERMANN BORCHERT,
Berlin

Zunächst werden die Merkmale der intrusiv-magmatischen und der „extrusiv“-magmatischen Golderzgänge einander gegenübergestellt. Sodann wird die Rolle der Zementationserscheinungen für beide Typen besprochen und insbesondere betont, daß die Goldanreicherungen auf den jungen Gängen nicht unter den eigentlichen Begriff der Zementation fallen, jedenfalls aber sicher nicht durch deszendente Wässer hervorgerufen sein können.

Es werden die allgemeinen Beziehungen der alten und jungen Golderzgänge zu Art und Ablauf der Magmenintrusion und -Extrusion geschildert und daraus abgeleitet, daß die Füllung der alten Gänge in einem regelmäßigen Temperaturgefälle aus Lösungen mehr oder weniger konstanter Zusammensetzung geschah, während bei den jungen Goldgängen oftmals heißere Nachschübe geänderter chemischer Zusammensetzung eine häufige Umlösung der jeweils früheren Mineralabsätze bewirkte. Wiederholte Umlösung bildet die wesentlichste Voraussetzung für die Anreicherung des Goldes. Die Ursache des lokalen Goldreichtums der jungen Gänge ist in wiederholter Rejuvenation im Sinne von G. BERG zu sehen. Die Erscheinung ist allgemein typisch für das Verhalten oberflächennaher Intrusionsherde, deren Plagioklase den Rhythmus der Abgabe flüchtiger Bestandteile, der Erzlösungen, widerspiegeln.

Aussprache: BERNAUER.

Die Erzlagerstätten der mittleren Dobrogea (Dobrudscha) in Rumänien

Von

D. JONESCU BUJOR,
Cernauti (Cernowitz)

Im mittleren Teil der rumänischen Provinz Dobrogea zwischen den Ortschaften Altan Tepe und Ciamurlia befinden sich Kupfererzlagerstätten, die auf den Grenzlinien zwischen den Sericitquarziten und Sericitchlorit-quarziten und auch parallel dazu sich anreihen. Die Erzlagerstättenzone erstreckt sich in einer Länge von ca. 3 km, in einer Breite von höchstens 25 m und die Gänge fallen mit $70-90^{\circ}$ nach SW.

Diese Gänge habe ich zum ersten Male im September 1926 im Auftrage der Bergbaugesellschaft „Creditul Minier“ besichtigt und seitdem stetig

untersucht. Schon in meinem ersten Gutachten im Oktober 1926 habe ich auf die hydrothermale Entstehung dieser Gänge hingewiesen und alle nachherigen Untersuchungen scheinen diese Deutung zu bestätigen. Die hydrothermalen Lösungen sind durch eine Zerreibungszone der Sericitquarzite und Sericitchloritquarzite emporgedrungen, wie das unzählbare Brocken und Mineralkörner dieser Gesteine, die in den Gängen enthalten oder auf deren Grenzflächen angereicht sind, beweisen.

Die Gänge keilen nach unten zu aus. Sie und die benachbarten Gesteine wurden nachher durch tektonische Störungen gefaltet, zusammengedrückt oder zerbrochen. Die Gänge enthalten die folgenden Erzminerale: Pyrit, Kupferkies, Magnetit, Buntkupfererz, Cuprit, Covellin, gediegenes Kupfer, Malachit und Hämatit.

Aus den Trümmern der Nebengesteine befinden sich in den Gängen: Quarz, Plagioklas, Muskowit, Chlorit, Granat, Klinozoisit, Epidot, Zirkon, Rutil. Auch der größte Teil des Magnetits darf hierher gestellt werden.

In den Spalten der Gänge und in denen der Nebengesteine wurden später Baryt und Gips gebildet.

Die unmittelbar den Gängen benachbarten Sericitquarzite wurden stark von den hydrothermalen Lösungen durchdrungen, so daß manchmal bis 50 % des Inhalts aus Schwefelkies besteht, und die höchstens bis 1 % Kupfer enthalten.

In der Mitte der Gänge ist ein Kupfergehalt von 1,1—1,9 % nachgewiesen, während in der Nähe der Grenzflächen derselben ein Kupfergehalt von 1,5—4,7 % sich befindet.

Die Ausläufer der Gänge in den daneben liegenden Sericitchloritquarziten enthalten bis 6,2 % Kupfer.

Der Magnetitgehalt der Gänge ist größer in der Nähe der Grenzflächen und in den Ausläufern. Manchmal findet man kleine linsenförmige Ausläufer in den Sericitchloritquarziten, die zu mehr als 90 % aus Magnetit bestehen.

Der Mittelwert der analysierten Erzproben aus den Gängen, die in dem Horizont von 125 m Tiefe gebaut wurden, zeigt die folgende Zusammensetzung: Schwefel 34,59 %; Kupfer 2,90 %; Eisen 37,0 % und Gangartminerale 25,51 %.

Der Mittelwert der analysierten Erzproben aus den Gängen, die in dem Horizont von 161 m Tiefe gebaut wurden, zeigt die folgende Zusammensetzung: Schwefel 40 %; Kupfer 1,75 %; Eisen 36,9 % und Gangartminerale 21,35 %.

Aussprache: DRESCHER.

Vorführung einer Blauflächenglimmlampe zur Demonstration der Fluoreszenz

Von

K. E. BUSZ,

Bonn

Die auf Anregung des Vortragenden von der Osram G. m. b. H. hergestellte Blauflächenglimmlampe wurde demonstriert an Fluoriten und anderen fluoreszierenden Mineralien. Die Lampe dient als Ersatz für die Quarzlampe bei Demonstrationen, dürfte aber nicht die Kraft haben, bei schwierigen Untersuchungen und schwachen Fluoreszenzeigenschaften auszureichen. Während die erste Konstruktion wenig befriedigend war im Vergleich zu der amerikanischen Fabrikation, hatte die neuere Lampe einen ebenso großen Effekt wie diese. Die Lampe kann vorläufig nur im Wechselstrom betrieben werden: eine endgültige Zusage, ob sie für 110 V und 220 V wird serienmäßig geliefert werden können, ist von Osram noch nicht gegeben. Sobald die endgültige Entscheidung gefallen ist, wird eine entsprechende Mitteilung in der Fachliteratur erscheinen. Der Preis der Birne wird etwa um RM. 5,— liegen.

Petrographische Untersuchungen an Tonen

Von

CARL W. CORRENS,

Rostock ¹⁾

Unter Tonen werden im folgenden alle diejenigen lockeren oder noch plastischen Sedimente zusammengefaßt, deren Korngrößen zum größeren Teil unter 0,002 mm Durchmesser liegen. In die Betrachtung wird auch ein eiszzeitlicher Bänderton, der zu einem wesentlichen Teil aus Schluff 0,002—0,02 mm besteht, einbezogen, weil auch dieses Gestein im Sprachgebrauch der Ziegler und Geologen als Ton bezeichnet wird. Die Untersuchung der Tone auf Grund der Arbeiten des Rostocker mineralogisch-geologischen Instituts gliedert sich in die Ermittlung der Korngrößenverteilung, die mikroskopische und die röntgenographische Untersuchung. Über die hierbei angewendeten Methoden ist eine ausführliche Darstellung im Rahmen des Meteorwerkes ²⁾ erschienen, so daß hier auf Einzelheiten nicht eingegangen werden soll. Nur hinsichtlich der Darstellung der Korngrößenverteilung mag hier noch einmal darauf hingewiesen werden, daß die Grundeinteilung der Korngrößen von ATTERBERG-FISCHER, der sich neuerdings auch NIGGLI

¹⁾ Der Vortrag erscheint unter dem Titel „Petrographie der Tone“ in „Die Naturwissenschaften“.

²⁾ CORRENS, CARL W., Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans. 1. Lieferung A. Die Verfahren der Gewinnung und Untersuchung der Sedimente. Wiss. Ergebn. d. Deutsch. Atlant. Exped. auf d. Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“ 1925—1927. 1935, Bd. 3.

angeschlossen hat: 0,002—0,02—0,2—2—20 mm usw., eine dekadisch-logarithmische ist, und daß es deswegen als zweckmäßig gefordert werden muß, daß dieser logarithmische Maßstab auch in seinen Unterabteilungen logarithmisch geteilt wird, wie das bereits von mir 1934 gefordert wurde.

Die Korngrößenverteilungen eines Oligocäntons von Malliß, eines Lias- ϵ -Tons von Dobbartin, eines rezenten Blauschlicks aus 3000 m Tiefe zeigen sowohl im Verteilungsdiagramm wie in der Summenlinie oberhalb der Korngröße von 0,002 mm weitgehende Ähnlichkeit. Ein rezenter Roter Ton aus 4500 m Tiefe und ein eiszeitlicher Bänderton von Papendorf haben schon in diesem Bereich eine deutlich andere Korngrößenverteilung. In den Korngrößen unterhalb 0,002 mm zeigen sich auch bei den anderen Tönen Unterschiede, man wird also gerade auf die Untersuchung dieser feinsten Fraktionen künftig besonderen Wert legen müssen.

Die Aufteilung der Tone in einzelne Korngrößengruppen ermöglicht erst die mikroskopische Untersuchung der einzelnen Komponenten, die bis zu der Korngröße von 0,002 mm hinunter quantitativ möglich ist. Man kann dabei feststellen, daß sich die erwähnten 5 Tone bereits in dem Verhältnis ihrer Hauptkomponenten Quarz : Muskowit : Feldspat deutlich voneinander unterscheiden. Sie sind auch in der quantitativen Schwermineralführung verschieden.

Die eigentliche Tonfraktion, die bei manchen Tönen etwa $\frac{2}{8}$ der Gesamtmenge ausmachen kann, wird röntgenographisch untersucht. Die Mengenangaben der einzelnen Komponenten können noch nicht voll quantitativ erfolgen, es wird nur die Häufigkeit angegeben ($> 50\%$, $50-30\%$, $30-10\%$). In etwa 200 Sedimentproben der Meteorexpedition treten in der Tonfraktion, geordnet nach abnehmender Häufigkeit, folgende Minerale auf: Kalkspat, gemeines Quarz, Halloysit, Kaolinit, Montmorillonit. Ähnlich ist es bei den 5 oben erwähnten Tönen (Tab. I). Die „Tonsubstanz“ ist also nichts einheitliches, sondern ein Gemenge aus verschiedenen Bestandteilen.

Tabelle I
Röntgenanalyse der feinsten Fraktionen der 5 Tone

	Papendorf	Malliß		Dobbartin		Blauschlick	Roter Ton	
	$< 2 \mu$	$< 2 \mu$	$< 0,1 \mu$	$< 2 \mu$	$< 0,1 \mu$	$< 2 \mu$	$< 2 \mu$	$< 0,1 \mu$
Muskowit . . .	r	w	H ($\frac{1}{2}$)	H	H	H	w	r
Quarz	r	w	—	w	w	—	r	r
Feldspat . . .	?	—	—	w	—	w	—	—
Kalkspat . . .	—	w	—	—	—	—	—	—
Halloysit . . .	—	r	H ($\frac{1}{2}$)	r	?	r	—	—
Montmorillonit .	r	—	—	—	—	—	r	r

H = Hauptbestandteil ($> 50\%$).

r = reichlich ($30-50\%$).

w = wenig ($10-30\%$).

Dabei bleibt noch die Frage zu erörtern, wie weit amorphe Substanz neben den z. T. sicher kolloiden aber dabei kristallisierten Teilchen vorkommt. Weder chemische Teilanalysen noch die Berechnung aus der Bausch-analyse, noch Farbstoffreaktionen können hierbei helfen. Vielleicht ist es möglich aus der Intensität der diffusen Streustrahlung in den Röntgenaufnahmen Anhaltspunkte zu gewinnen. Das Vorhandensein solcher amorpher

anorganischer Substanz ist aber andererseits in Tonen bisher noch nie sicher nachgewiesen, es wird nur aus theoretischen Gründen gefolgert. Durch den Nachweis des Vorkommens von Montmorillonit in Ackerböden kann die Erscheinung des Basenaustauschs auch durch diesen kristallisierten Körper erklärt werden. Da auch in den durch Zentrifugieren hergestellten Proben mit einem Durchmesser von $< 0,1 \mu$ noch deutlich kristalline Teilchen nachzuweisen waren, scheint es sicher zu sein, daß durch die mikroskopischen und röntgenographischen Untersuchungen der wesentliche Mineralbestand der Tone aufgeklärt ist.

Die chemische Angreifbarkeit der von uns festgestellten Tonminerale entspricht nicht den Vorstellungen der rationellen Analyse, mit der in der keramischen Praxis die „Tonminerale“ bestimmt werden. Kaolin und Muskovit werden auch von Salzsäure angegriffen, Feldspat von Salzsäure und Schwefelsäure. Dabei hängt die Angreifbarkeit sehr stark von der Korngröße ab. Das in der Keramik bisher nicht berücksichtigte Mineral Halloysit ist in Salzsäure weitgehend löslich.

Auf Grund der mikroskopischen und röntgenographischen Untersuchungen der Tone muß man die Vorstellung von den Tonen als den Rückständen der chemischen Verwitterung erheblich einschränken. Finden wir doch selbst in der Zentrifugenfraktion noch Quarz und Muskovit, in der Tonfraktion noch Feldspat und in einzelnen Meteorproben aus dem Gebiet der Kap Verden sogar noch Augit zwischen 10 und 30 $\%$. Die mechanische Aufbereitung liefert also neben der chemischen Umsetzung die Bestandteile der feinsten Fraktionen. Auch für die Keramik und die Frage der Aluminiumdarstellung aus Tonen werden sich diese Untersuchungen hoffentlich nützlich erweisen. Ferner haben Untersuchungen mecklenburgischer Böden im Rostocker Institut ergeben, daß der Gehalt an austauschbaren Basen offenbar im Zusammenhang mit der optisch und röntgenographisch nachweisbaren Menge von Montmorillonit steht. Die auf demselben Wege in den feineren Fraktionen gefundenen Mengen von Feldspat, Muskovit und Biotit gehen mit dem durch die NEUBAUER-Analysen gefundenen Kaligehalt parallel.

Diese Ergebnisse lassen erhoffen, daß in der Petrographie der Tone den Mineralogen ein recht lohnendes Arbeitsgebiet offen steht.

Aussprache: STRUNZ, MACHATSCHKI, DRESCHER, FABER.

Über eine Integrationseinrichtung mit elektrischer Zählung

Von

F. K. DRESCHER-KADEN

Die künftigen petrographischen Untersuchungsarbeiten verlangen in noch ausgedehnterer Weise als bisher die Feststellung der quantitativen Mineralzusammensetzung der Gesteine. Da die bisherige Arbeitsmethodik mit dem Integrationstisch für die serienmäßige Anfertigung optischer Analysen noch etwas zeitraubend war, wurde versucht, in Zusammenarbeit mit der Firma R. FUESS, Steglitz, ein selbständig zählendes Instrument zu entwickeln.

Die Arbeitsweise des Apparates ist folgende:

Eine durch einen Synchron-Motor angetriebene Welle bewegt durch ein biegsames Zwischenstück die Spindel eines Mikroskop-Kreuz-Tisches. An die vom Motor bewegte Welle kann eine Anzahl mechanischer Zählwerke angeschlossen werden. Jedes einzelne Zählwerk wird durch Druck auf einen Schaltknopf betätigt, unter gleichzeitiger Einschaltung des Motors. Beim Loslassen des Knopfes hört Antrieb und Zählung ebenso gleichzeitig wieder auf. Zur bequemen Handhabung sind Rücklauf- und Leertaste vorgesehen. Für die Bearbeitung verschiedener Korngrößen können die Motordrehzahlen verändert, oder ohne jede Schwierigkeit andere Übersetzungen eingebaut werden.

Der Zeitgewinn bei der Arbeit mit der vorliegenden Ausführungsform beruht auf der selbständigen Zählung und dem motorischen Antrieb der Schlibfbewegung.

Die Meßeinrichtung enthält zur Zeit 6 Zählwerke, so daß 6 verschiedene Mineralkomponenten nebeneinander vermessen werden können.

Die Struktur des Wollastonits

Von

W. EITEL,
Berlin-Dahlem

Es gibt drei Formen des Calciummetasilikats:

1. den hexagonalen α -Wollastonit (Pseudowollastonit),
2. den monoklinen β -Wollastonit,
3. den triklinen β -Wollastonit.

Die Elementarzelle und die Grundzüge der Struktur des α -Wollastonits sind von W. BÜSSEM und E. SHIBATA ermittelt worden. Danach ist $a_h = 6,83$ $c_h = 19,65$ Å. (Benitoit $a_h = 6,55$, $c_h = 9,72$ Å.) Die Struktur ist der des Benitoits analog, nur mit dem Unterschied, daß entsprechend der anderen stöchiometrischen Zusammensetzung ($BaTiSi_3O_9 \rightarrow Ca_3Si_3O_9$) in den Kanälen längs der c-Achse 3 Ca-Atome den Raum von 2 Ba- bzw. Ti-Atomen einnehmen. Die Röntgenaufnahmen deuten auf einen schlechten Verband der Basisschichten untereinander hin (Kreuzgitterspektren).

Die Zelle des monoklinen β -Wollastonits ist erstmalig von GOSSNER und MUSSGUG angegeben worden, eine röntgenographische Gesamtanalyse wurde von M. BARNICK und W. BÜSSEM ausgeführt. Die GOSSNERSche Zelle und Raumgruppe (C_{2h}^5) wurde dabei bestätigt. Als Hauptbauelement wurde dabei auch hier der Si_3O_9 -Ring wie im Benitoit und α -Wollastonit gefunden, so daß eine scharfe Trennung von den Kettenstrukturen der Pyroxene zu machen ist. Die Ringe sind längs der zweizähligen Schraubenachse exakt verzahnt, wodurch die gute Ausbildung dieser Richtung zu erklären ist. Es gibt in der Zelle 6 Kanäle längs der b-Achse, in denen pro Identitätsperiode 2 Ca-Atome übereinanderliegen. Es wird die Vermutung ausgesprochen und durch einige Tatsachen belegt, daß die monokline Elementarzelle durch Verzwillingung aus der von WARREN und BISCOE angegebenen Elementarzelle des triklinen Wollastonits erhalten werden kann.

Aussprache: MACHATSCHKI.

Über die Bildungsweise des bayerischen Pfahlquarzes

Von

FR. HEGEMANN,
München

Die tektonische Störungslinie des bayerischen Pfahlzuges, die in hercynischer Richtung durch den Passauer, den Bayerischen und den Oberpfälzer Wald streicht, reicht mit ihren letzten Auswirkungen wahrscheinlich bis in die Gegend von Amberg. Sie ist oft auf viele Kilometer hin mit mächtigen Quarzmassen ausgefüllt, die an manchen Orten über 100 m Mächtigkeit aufweisen.

Die weitaus größte Menge des Pfahlquarzes tritt in derben Massen von besonders spröder Beschaffenheit und milchweißer Farbe auf und ohne jenen Fettglanz, wie er für magmatisch gebildete oder für hochmetamorphe Quarze so charakteristisch ist. An manchen Stellen weist der Pfahlquarz kleine Drusen mit trüben, rauchquarzähnlichen, gelblichen oder farblos klaren Kristallen auf. Nahezu chemisch reine Quarzmassen sind nur lokal verbreitet, meist sind sie zu etwa 4 $\frac{1}{10}$ und mehr mit Eisenoxyd, Kaolin oder Sericit verunreinigt (Analysen werden später mitgeteilt).

Unter dem Mikroskop läßt der Pfahlquarz in der Regel höchste Kataklase erkennen (Zerreibungsstrukturen); er muß also außerordentlich stark mechanisch beansprucht worden sein. Zuweilen tritt aber auch fein- bis mitteltörnige Pflasterstruktur auf; an vielen Stellen sind sogar mittel- bis grobkörnige, oft gut verzahnte Quarzpartien festzustellen, eine Struktur, die sicherlich nach den starken tektonischen Einwirkungen entstanden ist. Man beobachtet ferner im Pfahlquarz häufig, daß kleine, helle Quarzschnüre in beliebiger Richtung die Hauptquarzmasse durchdringen. Einige dieser Schnüre lassen im Dünnschliff starke Zerreibungsstrukturen erkennen, andere zeigen dagegen mittel- bis grobkörnige Strukturen, sind also nicht von starken tektonischen Einwirkungen erfaßt worden. Man kann hierin den Beweis erblicken, daß die Quarzzufuhr sowohl vor bzw. während der Dislokationen stattgefunden hat wie auch nach ihren letzten Auswirkungen.

Wie die Gefügeuntersuchungen von J. NOTHHAFT, München, und eigene Gefügeaufnahmen erkennen lassen, sind die tektonischen Störungen durch angenähert vertikale Verwerfungen und nicht, wie manchmal noch angenommen, durch Blattverschiebungen entstanden. Die Verwerfungen haben sich dabei in einzelnen Vorgängen über längere Zeiten hinweg ausgewirkt, sich also des öfteren wiederholt. Über ihr Alter läßt sich noch nichts Bestimmtes angeben. Es gibt aber Beobachtungen, die darauf hindeuten, daß in der Pfahlgegend die ersten Mylonitisierungserscheinungen sehr alt sind und sich in größerer Tiefe ausgewirkt haben. Vielleicht kommt ihnen sogar ein varistisches Alter zu.

Durch die jüngeren Verwerfungen, die eigentlichen Pfahlstörungen, wurden die Gesteine der Pfahlzone, meistens Granit oder Gneis, in den verschiedenen Gegenden mehr oder weniger stark erfaßt und zu den sogenannten Pfahlschiefern umgewandelt, jenen vorwiegend grünlichen oder gelblichbraunen, oft sehr dünnschiefrigen Gesteinen. Sie erreichen an manchen Stellen der

Pfahlzone eine Mächtigkeit von über 800 m, an anderen nur eine von wenigen Metern. Dabei läßt sich die bemerkenswerte Feststellung machen, daß in jenen Gebieten mit besonders mächtigen Quarzmassen die Pfahlschieferzone oft nur eine geringe Mächtigkeit aufweist, z. B. bei Viechtach. Umgekehrt kann man eine besonders breite Entwicklung der Pfahlschiefer antreffen, ohne daß der Pfahlquarz zur Ausbildung gekommen wäre. FR. HEIM, München, hat im Oberpfälzer Pfahlgebiet sogar feststellen können, daß der Pfahlschieferzug sich vom eigentlichen Pfahlquarz ganz abzweigt, also, von ihm getrennt, in eigener Richtung mit einer geringen Schwenkung nach N verläuft. So beträgt z. B. der Abstand zwischen dem eigentlichen Pfahlquarz und den Pfahlschiefern am Hirschberg nordwestlich von Pingarten etwa 2 km und wird naturgemäß nach Nordwesten hin noch größer.

Untersucht man die Kontaktverhältnisse am Quarz der Pfahlzone, so läßt sich im allgemeinen keine typische Gangnaht zwischen Quarz und Nebengestein feststellen. Der Quarz bildet meistens allmähliche Übergänge über verkieselte massige Gesteine zu den eigentlichen Pfahlschiefern, die ihrerseits ebenfalls ohne scharfe Abgrenzung in ihre Ausgangsgesteine übergehen.

An manchen Stellen treten inmitten des hellen, farblosen Pfahlquarzes rötliche Quarzlagen „konkordant“ auf. Der Eindruck konkordanter Lagerung wird noch durch parallele tonige Zwischenlagen und durch brecciöse bzw. konglomeratähnliche Lagen verstärkt. Letztere besitzen meistens nur eine geringe Mächtigkeit (etwa 30 cm) und halten im Streichen und Fallen die allgemeine Pfahlrichtung ein. Die Körner sind deutlich gerundet, von der Größe grobkörniger Sande, manchmal etwas feinkörniger, zuweilen aber auch zentimetergroß. Sie zeigen unter dem Mikroskop die Eigenschaften des mylonitisierten Pfahlquarzes und heben sich durch rötlichen zuweilen auch bis schwach bräunlichen Farbton deutlich von dem helleren quarzigen Bindemittel ab.

Die tonigen, stellenweise weitgehend kaolinisierten Zonen im Pfahlquarz besitzen ebenso wie die konglomeratähnlichen Lagen nur eine geringe Mächtigkeit, meistens weniger als ein Meter. Häufiger als sie treten Nester und unregelmäßig im Pfahlquarz verlaufende Taschen aus ziemlich reinem Kaolin auf. Stellenweise bestehen solche Nester und Taschen aber auch aus Sericit.

In genetischer Hinsicht besonders wichtig ist das erst neuerdings zum erstenmal bekanntgewordene Auftreten von größeren Mengen sulfidischer Erze in Nestern und Gängen innerhalb des Pfahlquarzes von Altrandsberg. Diese Erze bestehen vorwiegend aus Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende. Sie sollen in einer späteren Arbeit ausführlich beschrieben werden. Hier mag die Angabe genügen, daß sie nach den letzten größeren Pfahlverwerfungen sich ausgeschieden haben müssen, da sie entweder in gut ausgebildeten Einzelkristallen oder in derben grob- bis mittelkörnigen Haufwerken auftreten.

Während sonst im allgemeinen dem Pfahlquarz Begleitmineralien in größeren Mengen fehlen, so muß doch auf das Vorkommen von Flußspat und Baryt im sogenannten Pingartener „Porphyr“ aufmerksam gemacht werden. Die genaue Untersuchung und Charakterisierung dieses in der Pfahlzone liegenden, reichlich Flußspat und Baryt führenden Gesteins steht noch aus. Doch besteht kein Zweifel, daß der Flußspat und Baryt mit der dortigen Quarzbildung im Zusammenhang steht.

Ferner ist das erst neuerdings bekanntgewordene Auftreten von Uran- glimmer in größeren Mengen im Pfahlquarz von Altrandsberg zu erwähnen.

Für die genetischen Untersuchungen am Pfahlquarz kommt auch den sogenannten „Nebenpfählen“ eine große Bedeutung zu. Gemeint sind jene Quarzgänge, die in näherer und weiterer Umgebung des Hauptpfahlzuges auftreten, teils von ihm unmittelbar abzweigend, teils als selbständige, oft mehrere Meter mächtige Quarzgänge (GÜMBELS geologische Karten). Von diesen Gängen ausgehend durchschwärmt häufig eine große Anzahl kleiner Quarzadern das Nebengestein.

Bei vergleichenden Untersuchungen zwischen den Nebenpfählen und dem Hauptpfahlquarz erkennt man bald, daß zwischen ihnen und dem Hauptpfahl keine genetisch wesentlichen, sondern nur graduelle Unterschiede vorliegen, die durch verschiedene starke tektonische Beanspruchungen hervorgerufen sind. Während die Hauptpfahlzone besonders starken tektonischen Verwerfungen ausgesetzt war, sind eine Reihe von „Nebenpfählen“ überhaupt nicht, ein anderer Teil nur von geringfügigen tektonischen Einwirkungen erfaßt worden.

Beim Durchlesen der Literatur über den Pfahl fällt einem bald auf, wie wenige, dazu noch unsichere Unterlagen die einzelnen Forscher für ihre Ansichten über die Bildungsweise des Pfahlquarzes bringen. Das mag vor allem darin liegen, daß es bisher nicht gelungen war, größere Mengen Begleitminerale im Pfahlquarz zu finden, aus deren Verhalten zum Quarz man genetische Schlüsse hätte ziehen können. Außerdem werden die Schwierigkeiten bei den genetischen Untersuchungen noch dadurch erhöht, daß die immer wieder einsetzenden Verwerfungen die primären Strukturen und Kontaktverhältnisse verwischt und überprägt haben. So erklärt es sich, daß in der Literatur fast alle theoretisch möglichen Deutungen über die Entstehung des Pfahlquarzes sich vorfinden. GÜMBEL hält ihn z. B. für sedimentär; WEBER für liquid-magmatisch, während WEINSCHENK und OCHOTZKY ihn für hydrothermale Bildung ansehen, ohne jedoch eine hinreichende Begründung geben zu können. Nach LEHMANN, WOLFF und KÖHLER soll der Pfahlquarz durch Lateralsekretion entstanden sein.

Die liquid-magmatische und pegmatitische Bildungsweise scheidet für den Pfahlquarz von vornherein aus. Dagegen spricht sowohl die Beschaffenheit des Quarzes wie auch das Fehlen von besonderen Kontakterscheinungen.

Auch die Annahme GÜMBELS, der Pfahlquarz stelle eine sedimentäre Ablagerung dar, ist abzulehnen. GÜMBEL selbst führte schon schwerwiegende Einwände an. So schien es ihm z. B. unwahrscheinlich, daß eine sedimentäre Ablagerung trotz all der tektonischen Einwirkungen im Laufe der geologischen Geschichte sich auf so lange Strecken hin fast nahezu geradlinig erhalten haben soll. GÜMBEL hielt aber trotzdem seine Ansicht aufrecht, da er gewissermaßen dazu gezwungen war. Er hielt nämlich die Pfahlschiefer für eine sedimentäre Bildung und wegen des innigen Verbandes dieser Schiefer mit dem Pfahlquarz (allmählicher Übergang) sah er auch für den Pfahlquarz keine andere Bildungsmöglichkeit. Bestärkt wurde er dabei durch die scheinbar konkordante Wechsellagerung zwischen hellem und rötlichem Quarz und zwischen tonreichen Lagen (S. 40) innerhalb der Pfahlzone. Daß sich die tonreichen Lagen aber auch durch Einschwemmung und spätere Verkieselung gebildet haben, ist GÜMBEL entgangen. Auf eine andere Entstehungsart dieser tonigen Lagen kann erst in einer größeren Arbeit hingewiesen werden.

Ebenso nicht primär sind die schon vorher erwähnten konglomeratähnlichen Lagen im Pfahlquarz zu deuten. Ihre Bildung läßt sich auch heute noch in dem Pfahlsteinbruch bei Ried, unweit der Straße Roding—Cham beobachten. Dort ist eine etwa 25 cm mächtige Spalte im Pfahlquarz, die parallel der Streichrichtung des Pfahles verläuft, mit Sandkörnern ausgefüllt, die von oben herab in die Spalte hineingelangt sind. Nach ihrer Verkitung mit Quarz würde auch diese Spaltenausfüllung ein „konkordantes Konglomerat“ im Pfahlquarz darstellen.

Einen wichtigen Hinweis auf die Bildungsweise des Pfahlquarzes gewinnt man durch vergleichende Untersuchungen an den Nebentpfählen. Es wurde schon auf S. 41 erwähnt, daß der Quarz des Hauptpfahles und der Nebentpfähle genetisch verwandt seien. Eine Reihe von Nebentpfählen sind so gut aufgeschlossen, daß man sie besonders dort, wo ihre Kontakte nicht von tektonischen Störungen betroffen worden sind, einwandfrei als Quarzgänge erkennen kann, die sich aus wässerigen Lösungen gebildet haben. Besteht also, wie schon AL. KÖHLER erwähnte, heute darüber kein Zweifel mehr, daß der Pfahlquarz eine Gangbildung aus wässerigen Lösungen ist, so ist doch die Frage noch zu entscheiden, ob der Pfahlquarz durch Lateralsekretion entstanden ist oder ob man ihn in die hydrothermalen Bildungen einzureihen hat.

Welche Umstände könnten für Lateralsekretion sprechen? Die in den Pfahlschiefern bei der Sericitisierung der Feldspäte durch die Pfahldislokationen freiwerdende Kieselsäure befindet sich im Zustande leichterer Löslichkeit. Es wäre also sehr wohl zu denken, daß aus dieser freigewordenen Kieselsäure die Bildung des Pfahlquarzes abzuleiten sei, zumal auch die erhebliche Kornverkleinerung des Gesteins, welche durch die Mylonitisierungsvorgänge hervorgerufen wurde, eine nennenswerte Porosität schuf. Das Wasser konnte daher in diesem porösen Gestein an Kieselsäure „durch Oberflächendruck überrnormal gesättigt“ sein“ (WICHERT).

Im einzelnen führt nun AL. KÖHLER bei Besprechung der Bildungsweise des Pfahlquarzes, sowohl des niederösterreichischen wie auch des bayerischen, aus, daß Pfahlquarz und Pfahlschiefer stets miteinander verbunden seien. „Beide müssen der gleichen Ursache ihre Entstehung verdanken.“ Diese Angabe trifft aber wenigstens für den bayerischen Pfahl nicht zu. Wie schon vorher erwähnt, müssen Pfahlquarz und Pfahlschiefer durchaus nicht im genetischen Zusammenhang stehen. Es gibt eine große Anzahl von „Nebentpfählen“, in deren Umgebung keine Pfahlschiefer vorkommen.

AL. KÖHLER ist ferner der Ansicht, daß es „keiner chemischen Analysen bedarf, um von der Quarzabnahme der Pfahlschiefer dem Granit gegenüber überzeugt zu sein“. Auch diese Annahme bedarf einer Richtigstellung. Natürlich wird bei der Sericitisierung der Feldspäte infolge der tektonischen Metamorphose Kieselsäure frei. Aber damit ist noch nicht gesagt, daß diese Kieselsäure auch auf Wanderschaft gehen muß, um sich in der Pfahlspalte als Quarz auszuschcheiden. Die chemischen Analysen sprechen gegen KÖHLERS Annahme, wie REIS und nach ihm OCHOTZKY dargelegt haben. Beide stellten den Satz auf, daß die Pfahlschiefer die gleiche chemische Zusammensetzung haben wie die Granite, aus denen sie entstanden sind. Und auch mikroskopisch kann man am Pfahlschiefer erkennen, daß Quarzkörner die durch die Mylonitisierungsvorgänge entstandenen Chlorite einschließen, also auch

ein Beweis, daß die bei der Metamorphose freiwerdende Kieselsäure im Pfahlschiefer bleiben kann. Damit sind aber die Hauptgründe widerlegt, auf die sich die Anhänger der Lateralsekretion stützen.

Für die hydrothermale Bildung des Pfahlquarzes sprechen folgende Beobachtungen und Überlegungen.

1. Man beobachtet am Hauptpfahl und auch an den meisten Nebenspählen, daß die Lösungen von der Pfahlspalte aus ins Nebengestein eingedrungen sind und dieses oft sehr stark verkieselt haben. Bei einer Lateralsekretion müßte es ja gerade umgekehrt der Fall gewesen sein, worauf schon OCHOTZKY hingewiesen hat.

2. Da, wie vorher schon ausgeführt, der Quarz des Pfahles wahrscheinlich nicht aus dem Nebengestein stammt, bleibt nur die Annahme einer Lieferung aus der Tiefe bestehen.

3. Das lokal beschränkte Auftreten von Flußspat, Baryt und Uranlösser in der Pfahlzone ist durch Lateralsekretion nicht ohne weiteres zu erklären.

4. Daß an manchen Stellen von den Erzen im Pfahlquarz der Bleiglanz an Menge überwiegt, spricht gegen Lateralsekretion. Denn in diesem Fall müßten die Erze aus dem benachbarten Granit ausgelaugt sein und es wäre dann geochemisch nicht recht einzusehen, warum Bleiglanz und nicht Pyrit am häufigsten auftritt.

5. Ein stellenweise hoher Goldgehalt in den Erzen des Pfahlquarzes; Analysen werden in einer späteren Arbeit mitgeteilt.

Zusammenfassend ergibt sich, daß der Pfahlquarz sich aus hydrothermalen Lösungen abgeschieden hat. Wie weit bei seiner Bildung auch Vorgänge der Lateralsekretion beteiligt gewesen sind, läßt sich nicht bestimmt entscheiden.

Aussprache: HUTTENLOCHER, DRESCHER, DORN, BERNAUER.

Oxydische Mischkristalle vom Steinsalztyp mit verschiedenwertigen Metallionen

Von

ERNST KORDES,

Leipzig

Vor zwei Jahren hat Verfasser an dieser Stelle über die Steinsalzstruktur von Li_2TiO_3 und über die Existenz von Mischkristallen zwischen dieser Verbindung und MgO kurz berichtet. Über die Struktur dieser eigentümlichen Mischkristalle konnten in jener vorläufigen Mitteilung noch keine genaueren Aussagen gemacht werden.

Die Steinsalzstruktur von Li_2TiO_3 wurde mittlerweile durch eine Berechnung der Intensitäten der Röntgeninterferenzen bestätigt. Bei Annahme einer statistischen Verteilung von Li^{+1} und Ti^{+4} , entsprechend wie

beim $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$ ¹⁾, erhält man beste Übereinstimmung zwischen berechneten und beobachteten Intensitäten.

Aus dem isomorphen System Li_2TiO_3 — MgO wurden zahlreiche Mischkristalle hergestellt und von einer Anzahl derselben die Gitterkonstanten und die Lichtbrechung (n_D) bestimmt. Berechnet man die molekulare Zusammensetzung der Mischkristalle für die Molekulargrößen Li_2TiO_3 und $(\text{MgO})_3$, so liegen die Werte der Gitterkonstanten und der Lichtbrechung, wie aus der vorgeführten Figur zu entnehmen war, genau auf einer Geraden.

Für reines Li_2TiO_3 wurde gefunden:

$$a_0 \text{ (mit Steinsalz)} = 4,135 \text{ \AA},$$

$$n_D = 2,087$$

Ferner wurden binäre Mischkristalle von MgO mit $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$ und von Li_2TiO_3 mit $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$ und außerdem auch ternäre Mischkristalle mit den Komponenten MgO , Li_2TiO_3 und $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$ dargestellt. Von je einem binären und einem ternären Mischkristall wurden Pulveraufnahmen gemacht. Sie ergaben für alle drei Mischkristalle ebenfalls Steinsalzstruktur. Irgendwelche neue Interferenzlinien wurden hier, ebenso wie auch im System Li_2TiO_3 — MgO , nicht beobachtet. Die Gitterkonstanten dieser Mischkristalle ließen sich additiv aus den Gitterkonstanten der reinen Komponenten berechnen.

Das isomorphe System MgO — Li_2TiO_3 — $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$ liefert uns mithin oxydische Verbindungen und Mischkristalle vom Steinsalztyp mit folgenden verschiedenwertigen Metallionen:

- | | |
|---|---|
| 1. reines Li_2TiO_3 : | $\text{Li}^{+1}, \text{Ti}^{+4}$, |
| 2. reines $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$: | $\text{Li}^{+1}, \text{Fe}^{+3}$, |
| 3. System Li_2TiO_3 — MgO : | $\text{Li}^{+1}, \text{Mg}^{+2}$ und Ti^{+4} , |
| 4. System $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$ — MgO : | $\text{Li}^{+1}, \text{Mg}^{+2}$ und Fe^{+3} , |
| 5. System Li_2TiO_3 — $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$: | $\text{Li}^{+1}, \text{Fe}^{+3}$ und Ti^{+4} , |
| 6. System Li_2TiO_3 — $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$ — MgO : | $\text{Li}^{+1}, \text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+3}$ und Ti^{+4} . |

In den ternären Mischkristallen haben wir also oxydische Gitter vom Steinsalztyp vor uns, in denen die Metallpositionen unter statistischer Verteilung gleichzeitig von ein-, zwei-, drei- und vierwertigen Kationen besetzt werden. Sie liefern zusammen ein stabiles Oxydgitter von der Gesamtzusammensetzung MO .

Für Li_2TiO_3 und $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$ wurden die Molekularrefraktionen berechnet (bezogen auf 1 MO) und mit den bekannten Molekularrefraktionen der Reihe MgO , CaO , SrO und BaO verglichen. Aus dem Bild war zu entnehmen, daß Li_2TiO_3 und $\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{O}_4$, deren isotropen Formen man als Pseudomonooxyde auffassen kann, mindestens in optischer Hinsicht den eigentlichen Erdalkalioxyden näherstehen als das MgO .

Aussprache: EITEL.

¹⁾ E. POSNJAK und T. BARTH, The Phys. Review (1931), Bd. 38, S. 2234.

Bauprinzipien metallischer Verbindungen

Von

F. LAVES,
Göttingen

Es wurde am Beispiel einiger Mg-Verbindungen gezeigt, wie sich gewisse intermetallische Verbindungen auffassen lassen als räumliche Durchdringung von homogenen, aus geometrisch gleichwertigen Atomen bestehenden Baugittern. Die Abstände der zum gleichen Baugitter gehörenden Atome sind vergleichbar den Abständen, wie sie aus dem elementaren Zustand bekannt sind. Die Abstände werden diskutiert als Funktion der Differenz Atomradius—Ionenradius.

Aussprache: KODES, RAMDOHR.

Kristallstruktur von Tiefquarz

Von

F. MACHATSCHKI,
Tübingen

Die zahlreichen Arbeiten, die sich mit der Kristallstruktur des Tiefquarzes beschäftigen, geben kein einheitliches Bild über den Aufbau dieser verbreitetsten SiO_2 -Modifikation. Das zeigt sich schon darin, daß in Diskussionen der letzten Jahre wiederholt darauf angespielt wird, daß im Tiefquarz ein Molekülgitter vorliege. Für den Verf. war es besonders im Zusammenhang mit den von H. F. HUTTENLOCHER und ihm selbst ausgeführten Untersuchungen über die Struktur der „Polyquarze“ AlPO_4 und AlAsO_4 notwendig, eine eindeutige Kenntnis über den Aufbau des Tiefquarzes zu erlangen; denn nur auf Grund einer solchen ist es möglich, ein sicheres Bild über die Atomverteilung im Kristallgitter der genannten Verbindungen mit ihrem gegenüber Tiefquarz verdoppelten Elementarkörperinhalt zu gewinnen.

Die bisher vorliegenden Daten über den Aufbau des Tiefquarzes stimmen in folgenden Belangen grundsätzlich überein.

$$a = 4.90 \text{ \AA}, c = 5.39 \text{ \AA}, c/a = 1.10.$$

Inhalt des Elementarkörpers: 3SiO_2 .

Raumgruppe: D_3^4 bzw. D_3^6 (enantiomorph); doch sind D_3^3 und D_3^4 noch nicht mit Sicherheit auszuschließen gewesen.

Atomlagen: 3Si in $u\text{OO}$, $\bar{u}\bar{u} \frac{1}{3}$, $\text{Ou} \frac{2}{3}$.

$$6\text{O} \text{ in } x, y, z; y - x, \bar{x}, z + \frac{1}{3}; \bar{y}, x - y, z + \frac{2}{3}; x - y, \bar{y}, \bar{z}; y, x, \frac{2}{3} - z; \bar{x}, y - x, \frac{1}{3} - z.$$

Verschieden werden die Atomkoordinaten angegeben ¹⁾:

	u	x	y	z
1. M. L. HUGGINS, 1922	0.409	0.434	0.381	—0.041
2. L. W. McKEEHAN, 1923				
3. W. P. DAVEY, 1924	0.397	0.381	0.325	0.0
4. R. E. GIBBS, 1926	0.46	0.46	0.30	0.11
5. R. W. G. WYCKOFF, The structure of crystals, 1931, ebenso Strukturbericht	0.46	ca. 0.50	ca. 0.30	0.11

Nach den drei ersten Angaben würde die Struktur sich deutlich voneinander abhebende SiO_2 -Moleküle aufweisen. Es ist aber anzunehmen, daß die Struktur von R. E. GIBBS, auf welcher wohl auch die Angaben von R. W. G. WYCKOFF wie die des Strukturberichtes auf S. 168 beruhen, der Wirklichkeit am nächsten kommt. Danach ist das Kristallgitter des Tiefquarzes ein typisches Koordinationsgitter: Jedem Si sind 4 O verzerrt tetraedrisch zugeordnet; Abstand $\text{Si—O} = 1.59 \text{ \AA}$, $\text{O—O} = 2.44\text{—}2.80 \text{ \AA}$; Winkel der in einem O-Atom sich schneidenden O—Si-Verbindungslinien 148° . Die Angaben von GIBBS sind auf Grund von relativen Intensitätsmessungen mit dem Ionisationspektrometer und von Intensitätsvergleichen in Laue- und Schwenkaufnahmen aufgestellt.

Für die eigene Untersuchung benutzte ich Laue-, Pulver- und Drehkristallaufnahmen; daneben waren für mich ebenfalls die von GIBBS gegebenen Daten über seine spektrometrischen Intensitätsmessungen sehr wertvoll. Ich kam zu folgendem Ergebnis, das die beobachteten Intensitäten mit den berechneten in beste Übereinstimmung bringt:

$$\begin{array}{cccc} u & x & y & z \\ 0.469 = 169 \pm 1^\circ & 0.403 = 145 \pm 2^\circ & 0.253 = 91 \pm 2^\circ & 0.122 = 44 \pm 2^\circ \end{array}$$

Dies bedeutet: Jedes Si ist von 4 O verzerrt tetraedrisch umgeben. Der Abstand Si—O beträgt unter Annahme obiger Mittelwerte 1.58 bzw. 1.64 \AA , der Abstand O—O („Tetraeder“-Kante) $2.54\text{—}2.69 \text{ \AA}$; der Abstand Si—Si 3.05 \AA ; der Winkel zwischen 2 Si—O -Bindungen bei O ist 142° . Mit den innerhalb der Fehlergrenzen liegenden Werten $u = 169^\circ$, $x = 144^\circ$, $y = 92^\circ$ und $z = 45^\circ$ wird der Abstand Si—O einheitlich 1.605 \AA , die Kantenlängen der „Tetraeder“ schwanken dann zwischen 2.55 und 2.69 \AA .

Eine idealtetraedrische Umgebung liegt also nicht vor.

Abgesehen von einer leichten gegenseitigen Verschiebung der Si-Atome besteht der Unterschied gegenüber der Struktur des Hochquarzes (R. W. G. WYCKOFF) darin, daß die gewinkelten Si—O—Si -Bindungen aus ihren Hochquarzlagen leicht so herausgekippt sind, daß die O-Atome nicht mehr in solchen Ebenen senkrecht zur c-Achse liegen, die den Abstand zwischen 2 Si-Ebenen halbieren, sondern abwechselnd einmal der oberen, einmal der unteren Si-Ebene — unter Einhaltung des gleichen Abstandes Si—O — genähert sind.

¹⁾ Über diese Angaben vgl. man den Strukturbericht; in 4 hoffe ich aus den Angaben von GIBBS die Koordinatenwerte richtig errechnet zu haben; diese Angaben sind nicht eindeutig; eine zweite Möglichkeit wäre: $x = 0.57$, $y = 0.34$; dann kommt man aber teilweise zu unmöglich kleinen O—O -Abständen (2.00 \AA). — Im Strukturbericht sind in der Zusammenfassung auf S. 168 dieselben Daten wie bei R. W. G. WYCKOFF angegeben; wie die auf S. 201 des Strukturberichtes aus den Daten von GIBBS abgeleiteten Koordinatenwerte: $x = 0.20$, $y = 0.15$ bzw. $x = 0.31$, $y = 0.26$ entstanden sind kann ich mir nicht erklären.

Die Untersuchungen über den Aufbau der Polyquarze AlAsO_4 und AlPO_4 sind hinsichtlich AlAsO_4 ziemlich abgeschlossen. Der Natur des Materials entsprechend — Einzelkristalle wurden bisher noch nicht erhalten — stützen sie sich allein auf Pulveraufnahmen. Die Verdoppelung der c-Achse verlangt die Festlegung der Koordinaten für 2 mal 3 Kationen und 2 mal 6 Anionen; das bedeutet 8 freie Koordinatenwerte. Es haben sich aber keine Anzeichen dafür ergeben, daß die Kationen irgendwie gegenüber der Lage der Si-Atome im Gitter des Tiefquarzes gegenseitig verlagert wären. Auch die Koordinaten der O-Atome können nicht wesentlich verändert sein. Das ergibt somit bei der zulässigen Übertragung der Tiefquarzstruktur auf AlAsO_4 und bei Berücksichtigung der Vergrößerung der Elementarzelle ($a = 5.03 \text{ \AA}$, $c = 2 \times 5.61 \text{ \AA}$) in den AlO_4 - bzw. AsO_4 -Gruppen folgende Kation-Anionabstände: $\text{Al}^{+3}-\text{O} = \text{As}^{+5}-\text{O} = 1.68 \text{ \AA}$, was in völliger Übereinstimmung mit den entsprechenden Abstandswerten bei anderen Kristallstrukturen steht (vgl. Cbl. f. Min., 1934, A, S. 136; Ztschr. phys. Chem., 1934, B 24, S. 215; Ztschr. Krist., 1934, A 84, S. 442; 1935, A 90, S. 44).

Für AlPO_4 sind die Berechnungen noch nicht abgeschlossen; hier hat man mit Rücksicht auf die Verschiedenheit in der Raumbeanspruchung von Al^{+3} und P^{+5} merkliche Änderungen in den Koordinatenwerten zu erwarten.

Aussprache: CHUDOVA.

Thortveitit und Magnesiumpyrophosphat

Von

F. MACHATSCHKI,
Tübingen

Im weiteren Verfolg der Untersuchungen über Strukturanalogien zwischen Silikaten einerseits, Phosphaten, Arsenaten usw. andererseits wurde nun zu Fällen mit x_2O_7 -Gruppen (2 in einer Spitze vereinigte Tetraeder) übergegangen. Als aussichtsvoll in dieser Hinsicht erschien zunächst ein Vergleich der erstmalig von O. ANDERSON (Journ. Wash. Ac. Sci. 1914, Bd. 4, S. 318) dargestellten und kristallographisch beschriebenen Kristalle von $\text{Mg}_2\text{P}_2\text{O}_7$ (und dem damit isomorphen $\text{Mn}_2\text{P}_2\text{O}_7$) mit dem selten in der Natur vorkommenden Scandiumdisilikat Thortveitit ($\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$).

$\text{Mg}_2\text{P}_2\text{O}_7$ wurde nach der in der analytischen Chemie üblichen Methode dargestellt und bei ca. 1400° geschmolzen: das vollkristalline Erstarrungsprodukt zeigt in Blasenräumen reichlich kleine, monokline Kristalle von der von ANDERSON beschriebenen Art.

Der Thortveitit ist von B. GOSSNER und F. MUSSGNUM, dann von W. H. ZACHARIASEN röntgenographisch untersucht worden. Für $\text{Mg}_2\text{P}_2\text{O}_7$ erhielt ich aus Drehkristallaufnahmen folgende Ergebnisse (die Vergleichsdaten für Thortveitit nach den eben genannten Verfassern):

	a	b	c	Ber. Dichte Mol.-Vol.		
$\text{Mg}_2\text{P}_2\text{O}_7$	13,28 Å $= 2 \times 6,64 \text{ Å}$	8,36 Å	9,06 Å $= 2 \times 4,53 \text{ Å}$	104° 11'	3,02	121,9 Å ³
$\text{Mn}_2\text{P}_2\text{O}_7$					3,71	126,5 Å ³
Thortveitit	6,56 Å	8,58 Å	4,74 Å	103° 8'	3,28	129,9 Å ³

Dichte und Molekularvolumen ändern sich in dem zu erwartenden Sinn (höheres Atomgewicht des Scandiums gegenüber Magnesium, etwas größere Raumbeanspruchung von Sc^{+3} und Si^{+4} gegenüber Mg^{+2} und P^{+5}). Einigermaßen überraschend ist die Verdoppelung der a- und c-Achse des Elementarkörpers beim Pyrophosphat gegenüber Thortveitit; sie ist durch schwache Zwischenschichtlinien angedeutet. Ich konnte mich davon überzeugen, daß in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der oben genannten Verfasser diese Zwischenschichtlinien bei Thortveitit nicht auftreten.

Es seien noch andere Eigenschaften der behandelten Kristalle miteinander verglichen: Beide Substanzen spalten deutlich nach dem Prisma (110), welches allerdings bei $\text{Mg}_2\text{P}_2\text{O}_7$ mit Rücksicht auf die Verdoppelung der a-Achse das Symbol (210) erhalten muß; beiden ist starke Neigung zu polysynthetischer Verzwillingung nach (110) gemeinsam; in beiden Fällen liegt die optische Achsenebene parallel zur Symmetrieebene und in beiden Fällen ist n_γ nahezu parallel a. Bemerkenswert ist ferner, daß die Härte beim Übergang vom Silikat ($H = 6-7$) zum Phosphat ($H = 4$) im gleichen Maße sinkt wie beim Übergang vom Grossular ($H = 7$) zu dem mit ihm isomorphen Arsenat Berzeliit ($H = 4-5$); in beiden Fällen wohl eine Folge des Umstandes, daß beim Phosphat, bzw. Arsenat die $x_2\text{O}_7^-$, bzw. $x\text{O}_4$ -Gruppen durch niedrigerwertige Kationen aneinander gebunden werden.

Mit Rücksicht auf den Umstand, daß bei $\text{Mg}_2\text{P}_2\text{O}_7$ über 30 Freiheitsgrade zu bestimmen wären, erscheint es gegenwärtig nicht aussichtsvoll, mit einiger Sicherheit die in der Verdoppelung der a- und c-Achse bei $\text{Mg}_2\text{P}_2\text{O}_7$ angedeuteten, offenbar geringen Abweichungen von der strengen Isomorphie mit $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ feststellen zu können. Deshalb ist auch eine ausführlichere Veröffentlichung vor derhand nicht beabsichtigt.

Aussprache: KORDES, THEILACKER, STRUNZ, MACHATSCHKI.

Diskussionsbemerkung von W. THEILACKER:

Die von MACHATSCHKI aufgefundenen Beziehungen zwischen Silikaten und Phosphaten lassen sich sehr wahrscheinlich auch noch in anderer Richtung erweitern. Silikate mit dem Anion $[\text{SiO}_4]^{4-}$ bilden monomolekulare, solche mit dem Anion $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ dimolekulare und solche mit dem Anion $[\text{SiO}_8]^{2-}$ polymolekulare ketten- oder ringförmige Ionen. Überträgt man dieses Aufbauprinzip auf die beiden benachbarten Elemente Phosphor und Schwefel, so erhält man folgendes Bild:

	monomolekular	dimolekular	Kette oder Ring
Si	$[\text{SiO}_4]^{4-}$	$[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$	$[\text{SiO}_3]^{2-}$
P	$[\text{PO}_4]^{3-}$	$[\text{P}_2\text{O}_7]^{4-}$	$[\text{PO}_3]^{1-}$
S	$[\text{SO}_4]^{2-}$	$[\text{S}_2\text{O}_7]^{2-}$	$[\text{SO}_3]$

Daß Orthophosphate und Sulfate monomolekulare, Pyrophosphate und Pyrosulfate dimolekulare Ionen bilden, daran ist nicht zu zweifeln, interessanter sind die den Metasilikaten entsprechenden Verbindungen. Metaphosphate treten meist als amorphe Gläser auf, daß sie aber komplexe Ionen bilden, geht daraus hervor, daß sie in wässriger

Lösung polymerisiert sind¹⁾. Das Schwefeltrioxyd SO_3 ist in zwei Modifikationen bekannt: Dampfförmiges SO_3 kondensiert sich beim Abkühlen zu einer farblosen, eisartig durchscheinenden Masse vom Smp. 17° und Kp. 45° , die sich bei längerem Aufbewahren unterhalb 25° in weiße, seidenglänzende, verfilzte Nadeln vom Smp. 40° umwandelt. Diese Modifikation hat nun eine sehr große Ähnlichkeit mit Asbest, vor allem zeigt sie eine ausgeprägte Faserstruktur und es ist deshalb zu erwarten, daß sie in Übereinstimmung mit obiger Schlußfolgerung aus Kettenmolekülen aufgebaut ist. Falls die nicht gerade angenehmen Eigenschaften des Schwefeltrioxyds eine röntgenographische Untersuchung zulassen, soll die Identitätsperiode in Richtung der Faserachse vermessen und eine angenäherte Strukturbestimmung durchgeführt werden.

¹⁾ Wenn bei den beiden kristallisierten Verbindungen $[\text{NaPO}_3]_3$ und $[\text{NaPO}_3]_6$ der Polymerisationsgrad zu Recht besteht, sind für diese Metaphosphate, zum mindesten für das Trimere, ringförmig gebaute Ionen möglich.

Neue Untersuchungen an der Lagerstätte von Pfaffenreuth (Waldsassen)

Von

A. MAUCHER,
Berlin

Nach einer kurzen Beschreibung der Lagerstätte werden die Besonderheiten der Oxydations- und Zementationserscheinungen dieses Vorkommens dargelegt.

Einerseits ist es die eigenartige Verteilung und Begrenzung der Zonen wie sie sonst nur in Kalkgebieten auftreten, hier aber nur durch tektonische Störungen des Lagers bedingt sind.

Andererseits ist es das Auftreten von zementativ gebildetem Arsenkies und Arsenfahlerz, von zementativem Bleiglanz, zementativer Zinkblende, Tenorit und Covellin in teilweise rhythmischen Fällungen.

Die deszendente zementative Natur des Arsenkieses und Arsenfahlerzes wird ausführlich begründet, so daß dadurch nachgewiesen ist, daß das Arsen in ganz ähnlicher Weise in den Kreislauf der chemischen Umsetzungen durch Sickerwässer einbezogen werden kann wie der Schwefel.

Aussprache: RAMDOHR.

Über Vorkommen von Sulfiderz- und Spateisenstein-führenden Gängen im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge (Schlesien)

Von

A. NEUHAUS,

Breslau

Eines der Gebiete, die vor anderen eine gründliche erzlagerstättenkundliche Bearbeitung verdienen, ist das Bober-Katzbach-Gebirge in Schlesien. Dieses stellt eine einheitliche, vornehmlich aus kambrosilurischen Schiefen (ZIMMERMANN 1926, BEDERKE 1933, DAHLGRÜN 1934, SCHWARZBACH 1934/35) aufgebaute Scholle mit nach W. E. PETRASCHECK (1933) blutsverwandter Erzführung dar. Grenzen der Scholle sind: Im Osten und Nordosten der Sudetenrandbruch (Grenze gegen Vorlandsscholle), im Westen und Südwesten die innersudetische Hauptverwerfung (Grenze gegen Riesen-Isergebirgsscholle) und im Süden etwa die Gerade Kupferberg-Freiburg (Grenze gegen Eulengneis und Kulm der innersudetischen Mulde); im Norden taucht sie allmählich unter Tertiär und Diluvium unter. Im Bereich dieser Scholle ist an mehreren Orten, teils seit altersher, bereits Bergbau betrieben worden, so in Altenberg (As, Au; Pb, Ag; Cu; Zn), Kolbnitz (Pb, Ag; Cu; Zn), Willmannsdorf (Fe) und Haasel (Cu) (letzteres im Zechstein der in den kambrosilurischen Schieferkern eingeschalteten Goldberger Mulde). Zahlreiche andere Stellen der Scholle sind als Schürfgebiete bekannt, z. B. die Bleiberge, Ober-Leipe und der gesamte Bereich des Mönchswaldes. Dennoch ist, mit gewisser Ausnahme von Altenberg (das auch einer neuzeitlichen Überarbeitung bedarf), bisher keines dieser Vorkommen genauer durchforscht worden, weder wissenschaftlich noch bergmännisch. Die hierdurch nahegelegte Aufgabe der provinziellen Bearbeitung der zahlreichen Erzvorkommen der Bober-Katzbach-Scholle wurde vor reichlich 2 Jahren auf möglichst breiter Basis in Angriff genommen. Im Verfolg der dafür notwendig gewordenen zahlreichen Begehungen erhielt ich unter anderem auch Kenntnis von neueren Schürfversuchen (1922—1931) am Eichberg westlich des Örtchens Herrmannsdorf (Meßtischblatt Kolbnitz), die ein neues, gangförmiges Vorkommen von Kupfererz-führendem Spateisenstein nachwiesen. Die Untersuchung dieses Vorkommens stellt einen ersten Beitrag zur oben skizzierten Gesamtaufgabe dar. Ergebnis:

I. Über einen neuen Erzgang am Eichberg bei Herrmannsdorf.

Der Gang setzt am Nordosthang des Eichberges etwa 2 km südwestlich von Herrmannsdorf in den phyllitischen Schiefen des Bober-Katzbach-Gebirges auf, streicht, wie der in unmittelbarer Nähe befindliche Sudetenrandbruch NW—SO und fällt SW. Er wird von 2 Stollen gelöst, dem oberen etwa 100 m langen Eichbergstollen im Niveau + 373 m und dem unteren etwa 900 m langen Rudolfstollen im Niveau + 277 m. Wenngleich die Stollen selber zwar nicht befahrbar waren, so erlaubten die zugehörigen frischen und sehr reichen Halden mit ihren zahlreichen, riesigen Gesteins-

und Erzblöcken zusammen mit den rißlichen Unterlagen (O. EISENTRAUT) dennoch einen recht guten Einblick in Nebengestein, Ganginhalt, Sukzession und Verbandsverhältnisse des erschürften Vorkommens. Feld-, An- und Dünnschliffuntersuchungen ergaben:

a) Nebengestein (da die geologische Aufnahme des Blattes Kolbnitz noch nicht vorliegt, petrographische Einzeluntersuchungen aus der engeren oder weiteren Umgebung des Vorkommens gleichfalls fehlen, so kann zunächst nur eine kurze makroskopische Kennzeichnung gegeben werden): 1. Schwarze Tonschiefer, teils graphitisch, teils verkieselt. Darin, besonders in den graphitischen Partien, kleinere und größere konkordante Quarz-Albitgänge und -Linsen (beobachtet bis zu etwa 40 cm Mächtigkeit), sowie konkordante Schwefelkieslagen und -Linsen (beobachtet bis zu etwa 30 cm Mächtigkeit). 2. Graue bis graugelbliche phyllitische Tonschiefer, ebenfalls des öfteren mit Schwefelkieslagen. 3. Grünschiefer, die sich z. T. aus Diabasen und Keratophyren herleiten dürften.

b) Angaben über Mineralbestand, Sukzession, Extensität¹⁾ und Intensität²⁾ enthält die folgende Tabelle 1 (alles Nähere muß der ausführlichen Arbeit vorbehalten bleiben, Chemie d. Erde, Bd. 10, H. 2):

Tabelle 1

Generation	Primäre Mineralien	Chem. Formel	Extensität	Intensität
I. hochhydro- thermal	Pyrit (Au-arm) Albit Quarz I	FeS_2 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ SiO_2	verbreit. spärlich verbreit.	groß deutlich groß
II. Haupterz- generation mesothermal	Speiskobalt Ankerit Siderit (+ 3% Mn) Mischglied der Linneitgruppe daraus entmischt: Millerit und Kupferglanz Zinkblende Kupferkies Fahlerz (Ag-arm; As-reich) Bleiglanz Quarz II	$(\text{Co}, \text{Ni})\text{As}_2$ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{CO}_3$ $(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe}, \text{Cu})_3\text{S}_4$ NiS u. Cu_2S ZnS CuFeS_2 $(\text{Cu}, \text{Ag})_3(\text{Sb}, \text{As})\text{S}_3$ PbS SiO_2	spärlich spärlich gemein selten u. d. EM. spärlich verbreit. zerstr. spärlich verbreit.	spärlich groß s. groß selten u. d. EM. selten groß spärlich spärlich groß

Sekundäre Bildungen (in größerer Menge besonders im Bereich des oberen [Eichberg-]Stollens, der teilweise bereits die Hutzone anfährt): Markasit (umgewandelt in Pyrit?), Rotspat, Brauneisen (zellig-porös), Kobaltblüte, Kupferglanz, Buntkupfererz, Kupferindig, Malachit, Azurit.

Haupterz ist bei weitem der Eisenspat, der stellenweise 3—4 m mächtige, frische, fast reine Erzpartien gebildet hat. Im allgemeinen war das Erzmittel jedoch weniger mächtig (etwa 2 m bei einer streichenden Länge von einigen 100 m). Es ist im Niveau des unteren Stollens meist sehr frisch, von erbsengelber bis mittelbrauner Farbe, mittel- bis grobkörnig (etwa 0,5—1 cm Korndurchmesser) und von folgender Zusammensetzung:

¹⁾ Einteilung gemäß NIGGLI-CISSARZ-MORITZ in 6 Stufen: gemein, verbreitet, zerstreut, spärlich, selten, nur unter dem EM. sichtbar.

²⁾ Desgleichen Einteilung in 6 Stufen: sehr groß, groß, deutlich, spärlich, selten, nur unter dem EM. sichtbar.

$$\begin{array}{l} \text{Fe} = 42,10 \% \text{ d. i. } 87,31 \% \text{ FeCO}_3 \\ \text{Mn} = 3,04 \% \text{ d. i. } 6,36 \% \text{ MnCO}_3 \\ \hline 93,67 \% \end{array}$$

Rest vorwiegend SiO_2 ; untergeordnet CuFeS_2 und MgCO_3 .

Zweitwichtigstes Erz ist Kupferkies, der in geringer Menge fast stets im Siderit vorkommt, örtlich aber auch recht beachtliche, derbe, fast reine Massen bildet (meist von jüngerem Fahlerz aufs feinste durchtrübert). In erheblicher Menge findet sich schließlich noch grobkristalliner, stark kataklastischer Schwefelkies, der aber der älteren, unbedeutenderen Vererzung entstammt und vielfach auch allein, außerhalb des Gangkörpers, auftritt. Er liegt weit überwiegend in Form von Pyrit vor, ist an Stellen besonders starker Kataklase jedoch anscheinend in idioblastisch gewachsenen Markasit umgewandelt worden. Stellenweise ist dieser Kies Bruchstück für Bruchstück von meist mikroskopisch feinen, gelegentlich aber schon makroskopisch erkennbaren Speiskobaltkrusten umgeben; er fällt dann bereits dem unbewaffneten Auge durch eine ungewöhnlich weißliche Reflexionsfarbe und gelegentliche Anflüge von Kobaltblüte auf. Isoliert von FeS_2 wurde Speiskobalt, im Gegensatz zum Linneit, nicht beobachtet. Mengenmäßig völlig ohne Bedeutung sind Bleiglanz und Zinkblende. Untergeordnet ist auch Quarz II, der teilweise eine geringfügige Verkieselung und damit Verschlechterung der Erze bewirkt hat. Im ganzen finden sich also manche, teils sehr enge Anklänge an die Erzgänge des Siegerlandes (BORNHARDT 1910/12, HENNING 1926, HÜTTENHAIN 1932), allerdings waren die genetischen Vorgänge dort wesentlich komplexer.

Der Ganginhalt ist nach Natur, Ausbildung und Grad der mechanischen Beanspruchung der einzelnen Mineralien deutlich in 2 Gruppen zu trennen (s. Tab. 1). Eine ältere, heißhydrothermale umfaßt die Mineralien Pyrit bis Quarz I und eine jüngere, mesothermale (Haupterzgeneration) alle übrigen. Quarzgänge und -Linsen, mit und ohne Albit, sowie Schwefelkiesschnüre und -Linsen lassen makroskopisch, wie mikroskopisch stets kräftige mechanische Beanspruchung erkennen. Die nächstjüngeren Zufuhren, Speiskobalt und Ankerit hingegen, wurden im allgemeinen nur noch von untergeordneter Bruchbildung betroffen und mit dem Sideritabsatz hört überhaupt jede mechanische Beanspruchung praktisch auf.

c) Über Form, Bildung und Alter des Erzvorkommens. Der Erzkörper scheint im wesentlichen die Füllung einer einfachen Gangspalte darzustellen. Daneben finden sich jedoch reichlich auch unbedeutende Erztrümchen, die die benachbarten Schieferpartien, nebst den konkordanten Einschaltungen von Quarz I, kreuz und quer durchsetzen und letzteren dabei teilweise kräftig verdrängen. Dieser ältere Quarz scheint überhaupt von besonderer Bedeutung für die Vererzung gewesen zu sein, denn er findet sich, und zwar stets in engster räumlicher Verknüpfung mit dem Erzkörper, nicht nur beim vorliegenden Eichberggang, sondern auch bei zahlreichen weiteren verwandten Gangbildungen im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge (s. später). Die starke Kataklase dieser konkordanten Quarzgänge, gleichwie die der Schwefelkieslagen, dürfte nun darauf hindeuten, daß diese Einschaltungen natürliche Schwächezonen im Schieferkomplex darstellten und dadurch ortsbestimmend für die Bildung der späteren, wahrscheinlich saalischen (s. später) Gangspalten wurden.

Als Zeitpunkt der Vererzung kommt aus Gründen der Blutsverwandtschaft, wie auch aus geologisch-tektonischen Gründen (s. später) zum wenigsten für die jüngere (= Haupterzgeneration) von vornherein nur ein Zeitabschnitt der varistischen Orogenese in Frage. Die ältere Generation (s. Tab. 1) muß nun wenigstens eine intensive Epoche mechanischer Beanspruchung erlebt haben, dem Sideritabsatz hingegen darf eine solche nicht mehr gefolgt sein. Intensität und Extensität der mechanischen Beanspruchung der älteren Generation dürften es ferner rechtfertigen, diese Beanspruchung mit einer großtektonischen Epoche, etwa vom Range der STILLESchen Phasen, in Verbindung zu bringen. Nehmen wir demgemäß, in Analogie zu den Nachbargebieten (BEDERKE 1929), als letzte intensivere orogene Phase im Bober-Katzbach-Gebirge die saalische an, so ergäbe sich, daß die ältere Generation vor, die jüngere hingegen erst gegen Ende oder nach der saalischen Tektonik gebildet worden wäre. Zur gleichen Altersbestimmung kommt man auch auf folgendem Wege: Nicht nur der Eichberggang, sondern alle bekannten Erzgänge im Bereich des Mönchswaldes haben, wie im Teil II kurz ausgeführt werden wird, analoges Streichen wie der Sudetenrandbruch und liegen in dessen unmittelbarer Nähe. Die Herausbildung des Randbruches (d. h. der paläozoische Anteil) ist nun nach E. BEDERKE (1934) zwischen u- und o-Rotliegend anzunehmen und mit der saalischen Tektonik in Verbindung zu bringen. Die Gangspalten wären dann, entsprechend Orientierung und Lage nahe dem Sudetenrandbruch, als parallele Staffelspalten des Randbruches selber aufzufassen. Die Hauptvererzung könnte somit auch hiernach frühestens gegen Ende der saalischen Tektonik angenommen werden.

d) Zur Herdfrage. W. E. PETRASCHKE (1933) faßt (erstmalig) die gesamten gangförmigen Erzvorkommen im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge als apomagmatische Bildungen des Riesengebirgsgranits und damit als blutsverwandt auf. Schon die vorliegende genaue Untersuchung eines dieser Erzgänge zeigt jedoch bereits, daß die Annahme eines annähernd einheitlichen Bildungsaktes wenigstens für den vorliegenden Gang nicht zulässig ist, sondern, daß zwei zeitlich und genetisch recht verschiedene Mineralisierungen anzunehmen sind, von denen höchstens eine im engeren Sinne mit der Riesengebirgsintrusion in Verbindung gebracht werden kann. Zwei deutlich getrennte Erzgenerationen sind aber seit langem ebenfalls bereits von Altenberg bekannt (STAUFFACHER 1915), so daß auch die genauere magmatische Zuordnung dieser Lagerstätte noch einer sorgfältigen Einzeluntersuchung bedarf. Schließlich spricht meines Erachtens manches dafür den Erzherd für die Gänge des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges überhaupt nicht so fernab zu suchen, sondern unter der Scholle. Im einzelnen muß hierzu jedoch auf die ausführliche Arbeit verwiesen werden.

II. Kolbnitzer Revier¹⁾

Gleichzeitig mit dem Herrmannsdorfer Vorkommen wurde das bekannte aber gleichfalls nie genauer untersuchte Erzganggebiet von Kolbnitz (etwa 3 km südlich von den Herrmannsdorfer Schürfen) in Bearbeitung genommen. Auch hier waren Beobachtungen unter Tage nicht möglich, weil die Baue seit 1917 stillliegen und die Schächte zugeschüttet sind. Da zudem das

¹⁾ Näheres folgt demnächst in: Chem. d. Erde.

Untersuchungsmaterial zu wünschen übrig ließ (die Halden sind recht arm und unfrisch; auch das Sammlungsmaterial ist recht spärlich), so mußte manche wichtige Frage vorerst noch offen bleiben. Aus Literatur (vgl. besonders O. EISENTRAUT) und eignen bisherigen Ergebnissen ließ sich jedoch bereits entnehmen, daß es sich hier ebenfalls um Gangbildungen handelt, die nach Form, Mineralführung und Bildungsbedingungen dem beschriebenen Gang vom Eichberg sehr nahe stehen. Streichen der Gänge, sowie mehrerer Pingenzüge mit entsprechender Mineralführung, NW-SO, also ebenfalls parallel dem Sudetenrandbruch. Angaben über Ganginhalt und Sukzession enthält Tab. 2.

Tabelle 2

Primäre Mineralien	Chem. Formel
Pyrit	FeS_2
Quarz I	SiO_2
Mischglied d. Speiskobalt-Chloanthitreihe	$(\text{Co}, \text{Ni})\text{As}_3$ (neu)
Siderit (+ 3% Mn)	$(\text{Fe}, \text{Mn})\text{CO}_3$
Zinkblende	ZnS
Kupferkies	CuFeS_2
Sb-As-Fahlerz (mit 950 g Ag/t)	$(\text{Cu}, \text{Ag})_3(\text{Sb}, \text{As})\text{S}_3$ (neu)
Bleiglanz (322 g Ag/t)	PbS
Bournonit	CuPbSbS_3 (neu)
Quarz II	SiO_2

Außerdem fand ich noch folgende weiteren Mineralien, die teils primäre, aber noch nicht sicher einstufbare Bildungen darstellen, teils sekundärer Natur sind. Primär: Flußspat (neu) und Baryt (beide sind zwischen Siderit und Quarz II einzureihen). Sekundär: Kupferkies, Bornit, Kupferglanz, Rotspat, Brauneisen, Malachit, Azurit. Hauptgangart ist wiederum der ältere Quarz; stellenweise kommt reichlich Baryt hinzu. Die Erzführung ist wechselnd. Meistens bilden Kupferkies und Bleiglanz die Haupterze; andernorts sind jedoch auch Zinkblende (hellbraun) oder Siderit stark vorherrschend (Beschaffenheit und Chemismus des letzteren ganz analog dem Herrmannsdorfer und am Handstück von diesem nicht unterscheidbar). Gelegentlich fand ich auch (Halden an der Hintermühle) schmale Trümchen reinen Fahlerzes mit recht hohem Silbergehalt (950 g/t); es handelt sich um ein sehr silberreiches Sb-As-Fahlerz. Siderit konnte ich noch in Gestalt von kopfgroßen, sehr frischen Blöcken auf den Halden an den Berghäusern sammeln und darin, in einem Falle, als Neuheit ein kleines Nest blaßgrünen, idiomorphen (111) Flußspats. Gegenüber Herrmannsdorf fehlt Linneit, während Bournonit, Baryt und der eben erwähnte Flußspat neu hinzukommen. Sonst sind Erzbestand Handstücke und Schlibbilder beider Vorkommen vielfach zum Verwechseln ähnlich, so daß kein Zweifel daran sein kann, daß das Herrmannsdorfer Vorkommen und das Kolbnitzer Revier zu einem gemeinsamen Gangdistrikt zusammenzufassen sind. Dieser ist aber offensichtlich noch nach Süden, Norden und Osten zu erweitern, wie Funde entsprechender Erz- und Gangartparagenesen bei Moisdorf (Siderit, Kupferkies, Schwefelkies, Arsenkies und Bleiglanz auf mächtigen Quarzgängen), Willmannsdorf (Siderit, Schwefelkies, Baryt), Konradswaldau (Siderit, Kupferkies), sowie zahlreiche Pingenzüge im Bereich des Mönchswaldes (meist Brauneisen, Siderit und Malachit mit Quarz) anzeigen. Man gewinnt also durchaus den Eindruck, daß es sich hier um ein einheitliches, größeres aber wenig durchforschtes Vererzungs-

feld handelt, das wissenschaftlich wie bergmännisch mehr Interesse verdient als ihm bisher entgegengebracht wurde.

Schrifttumsverzeichnis

- E. ZIMMERMANN, Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. (1926), Bd. 47, S. 42.
 E. BEDERKE, Schles. Ges. f. vaterl. Kultur, Bd. 105, Jahresber. 1932 (Breslau 1933).
 F. DAHLGRÜHN, Zeitschr. d. d. geol. Ges. (1934), Bd. 86, S. 385.
 M. SCHWARZBACH, Centralbl. f. Min. usw. 1934, Abt. B. S. 401; dgl. 1935, Abt. B, S. 273.
 W. E. PETRASCHECK, Archiv f. Lagerstättenforschung (1933), Bd. 59.
 O. EISENTRAUT, Schlesien, Bodenschätze u. Industrie, Breslau. (Im Druck.)
 A. NEUHAUS, Chemie d. Erde 10. (1936) H. 2.
 W. BORNHARDT, Archiv f. Lagerstättenforschung, H. 2 u. 8.
 P. HENNING, N. Jahrb. f. Min. B-B (1926), Bd. 55 Abt. A, S. 250.
 I. M. HÜTTENHAIN, Mineralog.-Petrogr. Mitt. (1932), Bd. 42, S. 285.
 E. BEDERKE, Fortschr. d. Geol. usw. 1929, VII. H., Bd. 23.
 —, Vom deutschen Osten, Breslau 1934.
 J. STAUFFACHER, Zeitschr. prakt. Geol. (1915), Bd. 23, S. 53.

Der Einfluß des Mangans auf die Optik der Mineralien

Von

HELMUT OTTO,

Halle

In manchen Mineralgruppen ist der Einfluß des Mangans auf die Optik der Mineralien noch nicht vollständig geklärt und man hat daher auch vielfach auftretende Anomalien auf den Mangangehalt zurückgeführt. Diese Abweichungen, die besonders für die Dünnschliffuntersuchungen wichtig sind, konnten nur auf dem Wege einer zusammenfassenden Darstellung genügend geklärt werden, wobei neben vielen eigenen Analysen und optischen Bestimmungen auch solche benutzt wurden, die schon in der Literatur bekannt waren. Bei der Vielseitigkeit der Isomorphieverhältnisse war eine genauere Auseinanderhaltung der physikalisch-optischen Einwirkungen nur möglich, wenn man sie nach einzelnen Mischungsreihen ordnet und möglichst viele solcher Reihen zusammenfassend vergleicht. Für die Darstellung erwies es sich als praktisch, einen mittleren Brechungsexponenten der einzelnen Mineralien zu berechnen und ihn in Beziehung zu dem Mangangehalt in Gewichtsprozenten zu setzen. Vergleicht man nun die Mischungskurven der einzelnen Mineralgruppen mit bestimmten Isomorphien untereinander, so kommt man zu dem Ergebnis, daß die ermittelten Kurven nicht nur gleichmäßig ansteigen, sondern auch sämtlich nahezu parallel verlaufen. Diese Gleichförmigkeit muß daher als spezifische Einwirkung des Mangans angesehen werden. Während bei dem Austausch Fe-Mn die Änderungen der optischen Eigenschaften verhältnismäßig klein sind, erreichen sie in Mineralien mit Austausch Ca-Mn oder Mg-Mn größere Beträge, die in Isomorphien mit dreiwertigem Mangan am größten werden. Durch die Festlegung der Einwirkung

des Mangans in seinen vielseitigen Mischungsverhältnissen konnten auch die verschiedenen Einwirkungen auf die Farbe der Mineralien und die Bildungsbedingungen von Manganmineralien vom geochemischen Gesichtspunkte untersucht werden.

Aussprache: W. EITEL führt aus:

W. EITEL führt aus, daß die gewichtsprozentige Beziehung optischer Eigenschaften auf die Zusammensetzung den üblichen Geflogenheiten und theoretischen Vorstellungen nicht entspreche. Auf jeden Fall empfiehlt er die Beziehung der grundlegenden Daten auf synthetisch reine Kristallarten, nicht auf angeblich reine Mineralvorkommen. Besonders über die Kalk-Mangansilikate liegen heute eingehende Erfahrungen an reinen synthetischen Mischkristallen vor, die in bemerkenswerter Abweichung zu einigen Feststellungen des Herrn Vortragenden stehen.

Bleiglanz, Schapbachit, Matildit

Von

P. RAMDOHR,
Berlin

Im Rahmen der Arbeiten zur Festlegung der erzmikroskopischen Eigenschaften der opaken Erze konnte eine auffallende Übereinstimmung der Formen von Matildit (AgBiS_2) und Schapbachit (angeblich $3\text{AgBiS}_2 \cdot 2\text{PbS}$ oder ähnlich) festgestellt werden. Beide sind Gemenge einer vorherrschenden Komponente, die rhombisch, aber nur schwach anisotrop ist und eine sehr auffallende pseudoreguläre Lamellenstruktur zeigt, und einer \pm untergeordneten, die sich als Bleiglanz erweist. Weitere Prüfung zeigt, daß Matildit, der unter Umständen fast bleiglanzfrei ist und dann wirklich der Formel AgBiS_2 entspricht, und Schapbachit, bei dem meist, aber keinesfalls immer, reichlich Bleiglanz beigemengt ist, dasselbe Mineral darstellen — wie es übrigens schon RAMMELSBURG als möglich vermutet hatte.

In den jüngsten Teilen von „Matildit“ wie „Schapbachit“ und aufgewachsen auf ihnen finden sich rhombische $\times\times$, die in allen Eigenschaften den die Lamellen aufbauenden Massen gleichen, aber eben bereits als rhombische $\times\times$ gebildet sein müssen. Sie sind offenbar das, was früher als „Plenargyrit“ beschrieben ist. Die Substanz AgBiS_2 muß also eine reguläre Hochtemperaturform und eine rhombische Tieftemperaturmodifikation besitzen.

Die Verwachsung mit Bleiglanz ist so innig, daß irgendwelche engeren Beziehungen von Schapbachit-Matildit mit ihm bestehen müssen. Besonders auffallend sind da orientierte Umwachsungen von Schapbachit mit Bleiglanz, offensichtlich entstanden, als ersterer noch regulär war. Auch kommen Plessitartige Verwachsungen von Bleiglanz-Schapbachit in einem Kamazitbalkenwerk von Schapbachit vor. Ja auch das Umgekehrte, orientierte Einlagerung von Schapbachit im überwiegenden Bleiglanz kommt vor. — Alles deutet also darauf hin, daß αAgBiS_2 mit Bleiglanz weitgehend „isomorph“ ist, oder zum mindesten mit ihm orientiert verwachsen kann.

Dem entspricht die röntgenographische Untersuchung, die für βAgBiS_2 liefert: $a_0 = 8.08 \text{ \AA}$ ($= 5.71 \cdot \frac{1}{2}$), $b_0 = 7.82 \text{ \AA}$ ($= 5.5 \cdot \frac{1}{2}$), $c_0 = 5.65 \text{ \AA}$ gegen $a_w = 5.89$ bei Bleiglanz. Die Untersuchung des αAgBiS_2 konnte noch nicht durchgeführt werden.

Der Befund ist von großem Interesse, weil er einen Hinweis gibt, warum man in vielen hochtemperiert gebildeten Bleiglanzlagerstätten zwar sehr häufig gleichzeitig hohe Gehalte an Ag und Bi findet, aber nie oder fast nie Mineralien, auf die diese zurückzuführen wären.

Der junge Name „Matildit“ wäre zu Gunsten des älteren „Schapbachit“ zu streichen, während „Schapbachit“ gegenüber dem noch älteren „Silberwismutglanz“ wegen dessen Vieldeutigkeit und Unübertragbarkeit in andere Sprachen zu bevorzugen wäre.

Aussprache: EITEL, LAVES.

Zur Systematik der Interferenzfarben

Von

S. RÖSCH,

Wetzlar

Seit vor etwa 2¹/₂ Jahren bei einer Ortsgruppentagung der D.M.G. in Leipzig und in einem Göttinger mineralogischen Kolloquium das Thema erstmalig etwas ausführlicher entrollt wurde, ist daran eifrig weitergearbeitet worden. In großen Zügen kann folgende genetische Gliederung die Bedürfnisse der Praxis befriedigen:

Erzeugung der interferenzbedingenden Phasendifferenz

- I. durch Beugung (Beugungsspektren, Strukturfarben, Kolloidfarben).
- II. durch geometrische Wegdifferenz (Reflexionen: Farben dünner Plättchen: Medien verschiedener Brechung),
- III. durch Doppelbrechung,
- IV. durch optisches Drehungsvermögen.

Die uns Mineralogen vordringlich interessierenden Doppelbrechungsfarben sollen weiterhin genetisch folgendermaßen gruppiert werden:

1. Einfluß der Nicolstellungen auf die Farben.
2. Doppelbrechungsfarben an absorptionsfreien Substanzen.
 - a) Newtonfarben („normale“ Doppelbrechungsfarben) an Substanzen ohne Dispersion der Doppelbrechung.
 - b) BREWSTER-HERSCHEL-Farben („nichtnormale“, „über-, an-, unternormale“ Doppelbrechungsfarben) an Substanzen mit Dispersion der Doppelbrechung.
 - c) Doppelbrechungsfarben bei Dispersion der kristalloptischen Hauptrichtungen.
3. Doppelbrechungsfarben bei Beteiligung schwacher Absorption (Eigenfarbe).
4. Doppelbrechungsfarben bei Beteiligung starker Absorption.
 - a) Substanzen mit metallischer Absorption bzw. Reflexion im ganzen Spektrum (Metalle im optischen Sinne).

- b) Substanzen mit selektiver Metallabsorption innerhalb des sichtbaren Spektrums (Substanzen mit Oberflächenfarben).

Über diese Doppelbrechungsfarben wurden zunächst eingehendere Studien gemacht, die demnächst bekannt gegeben werden sollen.

Wie bei allen Farberscheinungen tut man gut, die drei erzeugenden Hauptfaktoren: Lichtquelle, interferenzbedingende Anordnung und Auge, in ihrer Mitwirkung gesondert zu betrachten. Hinsichtlich der „Lichtquelle“ und des „Auges“ wird darauf hingewiesen, daß in den letzten Jahren in den Kreisen der Beleuchtungstechnik und der Farbenmetrik eine internationale Einigung zustande kam, wobei ein „mittleres Auge“ nebst daraus abgeleitetem Grundreiz-Farbdreieck, sowie für Farbmeßzwecke eine Dreierheit von genau definierten Lampen, qualitativ der normalen Nitralampe, dem diffusen Tageslicht und dem Sonnenlicht entsprechend, festgelegt wurden. Diese Normen sind auch allen Messungen und Rechnungen des Verfassers jetzt zugrunde gelegt, und werden den optisch arbeitenden Fachgenossen zur Benutzung empfohlen.

Die Theorie der BREWSTER-HERSCHEL-Farben, die hier nur kurz gestreift werden kann, schließt sich direkt an die systematischen Arbeiten von BECKE, KLEIN, HLAWATSCH, WENZEL und besonders EHRLINGHAUS an. Sie gestattet, die sämtlichen, unter III, 2a und b oben genannten Farbserien mittels der EHRLINGHAUSSchen Zahl N in eine kontinuierliche, lineare Mannigfaltigkeit zu bringen, ähnlich der Charakterisierung der normalen Dispersion der Lichtbrechung durch die ABBESche Zahl ν .

Die umfangreichen Berechnungen zur Systematik der Interferenzfarben wurden zum großen Teil mit dem von der Notgemeinschaft zur Verfügung gestellten Spektralintegrator durchgeführt. Zur Reproduktion bzw. als diagnostisches Hilfsmittel werden die schon früher hier vorgeführten Farbkreiselscheiben vorgeschlagen, während für Farbmessungen unter dem Mikroskop, auch zwischen Nicols, das LEITZsche Mikroskopphotometer bekannt gegeben wird. Es ist zu erwarten, daß die Interferenzfarben in Zukunft auch bei Mineralbestimmungen allmählich sich mehr und mehr als qualitativ und quantitativ gut brauchbare Hilfsmittel bewähren werden.

Aussprache: DRESCHER.

Über Thermolumineszenz

Von

H. STEINMETZ,

München

Unter Thermolumineszenz bezeichnet man das spontane Aufleuchten natürlicher Mineralien wie künstlicher Substanzen beim Erhitzen unterhalb Glüh-temperatur. Auf eine noch genauere Begriffsabgrenzung wird später bei der Besprechung der Ursachen der Erscheinung eingegangen werden. Die ersten Beobachtungen eines derartigen Temperaturleuchtens gehen auf ALBERTUS MAGNUS zurück, wurden auch im 17. und 18. Jahrhundert von Chemikern immer wieder einmal gemacht. Die Mineralogen haben sich aber

erst spät planmäßiger mit dieser Erscheinung befaßt, und erst in der jüngsten Zeit erschien die sehr umfangreiche Bestandsaufnahme größeren Stiles von A. KÖHLER und H. LEITMEIER ¹⁾. Aber auch diese leidet noch an dem Mangel einer eigentlichen Messungsmethode der Lumineszenzintensitäten und beschränkt sich noch auf Schätzungen, ebenso wie auch die von F. HEGEMANN und dem Verf. angestellte Untersuchung ²⁾. Da nun bedingt durch die physiologischen Verhältnisse des menschlichen Auges bei solchen Schätzungen leicht grobe Täuschungen unterlaufen, hat der Referent eine Versuchsanordnung angegeben, die wenigstens im wesentlichen eine objektive Darstellung der Lumineszenzhelligkeiten gestattet ³⁾, und damit ein tieferes Eindringen in dies interessante Gebiet ermöglicht. Die hauptsächlichsten Teile dieses Apparates sind folgende: Über einer horizontal liegenden, durch eine Widerstandsspirale geheizten Silberplatte befindet sich eine unter 45° geneigte Platte aus unglasiertem weißen Porzellan oder Ton, die durch eine mit Irisblende versehene Beleuchtungsvorrichtung homogen und variierbar belichtet werden kann. Das auf eine bestimmte Korngröße gepulverte Material wird mit Wasser auf Deckgläschen aufgeklebt und trocknen gelassen. Solcherart vorbereitete Präparate werden auf die Heizplatte aufgelegt und ihre Lumineszenz gleichzeitig mit der definiert belichteten Vergleichsplatte von oben her beobachtet. Der Augenblick des Gleichwerdens der beiden Lichtintensitäten wird mit der Stoppuhr vom Augenblick des Auflegens an registriert. Durch Variieren der Vergleichshelligkeiten erhält man auf diese Weise Abklingungskurven der Intensitäten in Abhängigkeit von der Zeit, die Vergleiche verschiedener Substanzen untereinander gestatten. Bisher wurden näher untersucht einige Calcite, zahlreiche Quarze, Fluorite und Apatite. Die Untersuchung der letzteren ist noch im Gange.

Die typische Form einer Abklingungskurve ist folgende: In den ersten Sekunden steigt die Intensität sehr steil an und sinkt auch wieder rasch ab, um dann in einen weniger intensiven Auslauf überzugehen, dessen Dauer zwischen einer Viertelminute und einer halben Stunde bei den verschiedenen Mineralien schwanken kann. Die längste Dauer wurde an bestimmten Apatiten gefunden. Quarze scheinen immer nur verhältnismäßig kurz zu leuchten. Die maximale Intensität ist eine Funktion der angewandten Temperatur, je höher diese um so stärker das Leuchten. Daraus ergibt sich für Vergleiche die Notwendigkeit, die Versuchstemperatur genau auf immer gleicher Höhe einzuhalten, was durch Kontrolle an einem an der Heizplatte angebrachtem Thermoelement ermöglicht wird. Die Gesamtdauer des Leuchtens nimmt naturgemäß mit der Höhe der Versuchstemperatur ab. Ist ein Präparat „erloschen“, so kann kein weiterer Versuch mit ihm angestellt werden, außer es wird künstlich z. B. mit Kathodenstrahlen wieder thermolumineszent gemacht.

Was nun den Mineralogen zunächst interessiert, ist die Abhängigkeit der Th.-L. von der Art des Vorkommens eines Mineralen. Als Maß für die Stärke der Lumineszenz wurde die Maximalintensität angenommen, da diese besser als die sehr allmählich verklingende Leuchtdauer zu bestimmen ist. In jener Arbeit mit HEGEMANN wurde nach den Befunden am Andreasberger Calcit behauptet, daß innerhalb ein und derselben Lagerstätte beim gleichen

¹⁾ Z. f. Krist. 1934, Bd. 87, S. 168.

²⁾ Zentrbl. f. Min. Abt. A 1933, S. 24.

³⁾ Zentrbl. f. Min. Abt. A 1934, S. 209.

Mineral dessen ältere Generation die stärkere Th.-L. zeige als die jüngere. Es steht noch dahin, ob diese Regel verallgemeinert werden darf, und da damals noch geschätzt und nicht gemessen wurde, soll diese Frage jetzt noch zurückgestellt werden, bis ein größeres, geeignetes Material durchuntersucht ist. Aber in dem Sinne, daß ein bestimmter Bildungstyp eines Minerals immer auch durch eine bestimmte Maximalintensität der Th.-L. ausgezeichnet sei, ist jener Satz weder behauptet worden, noch ist er richtig. Das steht in Übereinstimmung mit KÖHLER und LEITMEIER unbedingt fest. Beim Quarz findet man unter den magmatischen, pegmatitischen und hydrothermalen Vorkommen der verschiedenen Fundorte sehr starke Unterschiede in der Intensität der Th.-L., so daß von einer regelmäßigen Beziehung gar keine Rede sein kann. Die später zu erörternden Voraussetzungen für die Th.-L. sind offenbar durch die Verschiedenheiten der lokalen Bildungsbedingungen viel mannigfaltiger differenziert, als es durch die wenigen Hauptkategorien der Bildungsweisen ausgedrückt werden könnte. Es läßt sich nur nach den bisherigen Erfahrungen für Quarz das eine sagen: Die derben Gang-, Lager-, überhaupt Kristallin Quarze sind immer so schwach, daß sich keine genauen Kurven mehr abnehmen lassen, zumal läßt sich nicht mehr feststellen, ob die jedenfalls sehr flach verlaufenden Kurven noch eine „Spitze“ in den ersten Sekunden tragen oder nicht. Die höchsten Leuchtwerte wurden an dem aus Klüften des kaledonischen Gebirges stammenden hydrothermalen Quarz von Fefor in Norwegen gefunden, den früher schon V. M. GOLDSCHMIDT auf Th.-L. untersucht hat, und für dessen Überlassung ich Herrn GOLDSCHMIDT und dem Museum in Oslo bestens danke. Diesem Höchstwert kommen pegmatitische und andere Hydrothermal Quarze nahe, bilden aber dann nach unten eine wahrscheinlich ununterbrochene Reihe bis zu den spitzenlosen Flachkurven der kristallinen Quarze. Die pegmatitischen Quarze der Drusen vom Epprechtstein zeigen eine entschieden stärkere Lumineszenz als die unmittelbar darunter liegenden Quarze des Granits, eine Tatsache, die vielleicht verallgemeinert werden darf, aber noch an geeignetem Material nachzuprüfen ist. Zwischen den braun gefärbten Rauchquarzen und den ungefärbten Quarzen sind Übergänge vorhanden; doch scheinen in der Kurvendarstellung die farblosen Quarze mehr nach rechts zu liegen und eine größere Basisbreite der Spitzen zu haben. Amethyste, Rosen- und Milchquarze wurden immer als schwach befunden, ähnlich wie die kristallinen Quarze.

Wenn nun auch keine gesetzmäßige Beziehung zwischen dem Bildungstyp der Quarze und der Höhe ihrer Lumineszenz besteht, so kann doch die Bestimmung der Th.-L. sedimentpetrographisch für die Herkunft von Quarzsanden von Bedeutung werden. Hat man z. B. einen Sand mit schwacher Flachkurvenlumineszenz, so ist es nicht wahrscheinlich, daß an seiner Zusammensetzung ausschließlich schwach lumineszierende hydrothermale und pegmatitische Vorkommen beteiligt sind. Es ist viel wahrscheinlicher, daß er von den ungleich häufigeren Kristallin Quarzen abstammt, also aus Gebieten kristalliner Schiefer. Unter den allerdings noch sehr wenigen untersuchten Fällen ist bemerkenswert ein oligozäner „Glassand“ von Beuerberg in Oberbayern. Es zeigt eine Th.-L., die nach Stärke und Charakter gut zu granitischen Quarzen paßt. Die Quarze eines miozänen Sandes von Massenhausen bei Freising haben dagegen wie die des Isarsandes den Flachkurvencharakter. Demnach ist für jene beiden tertiären Sande verschiedenes Ursprungsgebiet anzunehmen, für den Glassand ein Granitgebiet, für den Massenhausener ein kristallines Schiefergebiet. Vielleicht die Alpen, wie für den Isarsand.

Physikalisch betrachtet ist die Th.-L. eigentlich nur eine der verschiedenartigen Wirkungen, die durch Gitterstörungen im Kristall hervorgebracht werden. Denkt man daran, daß durch eine Strahlung z. B. in Natriumchlorid eine teilweise Ent-Ionisierung der Na- und Cl-Teilchen unter Blaufärbung hervorgebracht wird, daß dieser gestörte Zustand beim Erwärmen unter Entfärbung und Aussendung von Lichtquanten wieder rückgängig gemacht wird, so hat man damit auch das Wesen der Th.-L. gekennzeichnet.

In den meisten Fällen wird nur dieser Vorgang nicht bis zur optisch wahrnehmbaren Verfärbung vor sich gegangen sein. Aber die „Zentren“, wenn wir mit diesem ganz unbestimmten Worte jene Störungsstellen bezeichnen wollen, sind da, auch wenn sie nicht sichtbar gemacht werden können, und die Rückkehr in den Normalzustand verrät sich durch die Th.-L. Daher ist diese nur dort zu finden, wo eine Strahlungsanregung stattgefunden hat. In der Natur wird die Anregung von den überall in kleinsten Mengen vorhandenen radioaktiven Elementen hervorgebracht, im Laboratorium können wir „ausgeleuchtete“ Substanzen durch Behandeln mit verschiedenen Strahlenarten wieder thermolumineszent machen oder anregen.

Der Normaltyp der Abklingungskurven macht das Vorhandensein von zweierlei Arten von „Zentren“ wahrscheinlich: Bestünde nur eine Art, so müßte die Abklingungskurve entweder von ihrer Spitze steil bis zum völligen Erlöschen absinken oder als langgestreckte Flachkurve erscheinen. Der Normaltyp zeigt aber eine Vereinigung von beiden. D. h. also: es sind sehr labile, durch Wärmeschwingungen leicht zur Entladung zu bringende und daher hohe Intensitäten ergebende Zentren da und etwas stabilere, die eine geringe, aber länger andauernde Intensität hervorbringen. In dem einzelt dastehenden Fall des Calcits von Andreasberg sind die Maximalintensitäten der beiden Arten von Zentren getrennt zu beobachten, in den meisten Fällen liegen sie zeitlich so nahe, das sie sich überdecken. An dem gleichen Calcitvorkommen ließ sich durch längeres Erwärmen auf 200° das Maximum der labilen Zentren zum Verschwinden bringen ohne daß die Abklingung der stabileren Zentren dadurch wesentlich verändert worden wäre. Die quantitativ verschiedene Mischung der beiden Arten von Zentren bedingt die Kurvenform des Einzelfalles, bei den schwach lumineszierenden Quarzen scheint vorwiegend nur die eine, stabilere Art von Zentren vorhanden zu sein.

Außer der Anregung sind für die Th.-L. die Fremdatome im Gitter von Bedeutung, die hier eine ähnlich „steuernde“ Wirkung haben dürften wie in den Lenardphosphoren. Auf sie sind zum mindesten die verschiedenen Lumineszenzfarben zurückzuführen, die beim gleichen Mineral aber verschiedener Herkunft auftreten. Aber auch der Charakter der Abklingung wird wohl von ihnen beeinflusst. Der schon erwähnte Calcit von Andreasberg mit seinen charakteristischen zwei Maximis zeigt diese nach dem Entleuchten und Wiederanregen mit Kathodenstrahlen mit nur geringer zeitlicher und spektraler Verschiebung wieder, während andere Calcite, sogar von dem gleichen minerogenetischen, tafeligen Typ überhaupt nur ganz schwache Th.-L. haben, ein Beweis, daß das doppelte Maximum nicht etwa eine Eigenschaft des Calcits schlechtweg ist, sondern die eines Lokalvorkommens mit ganz bestimmter Artung durch die Fremdatome. Die genauere Untersuchung der Lumineszenzlichter mit dem Spektroskop wird hier noch feinere Charakteristiken bringen, nachdem schon Thermolumineszenzspektren mit Linien von IWASE, PRZIBRAM und dem Referenten beobachtet worden sind.

Die Erwärmung bewirkt bei dem Ausleuchtungsvorgang nichts anderes, als daß durch die Wärmeschwingungen rein mechanisch die Zentren in den gegenseitigen Anziehungsbereich gebracht werden, so daß der Ausgleich unter Lichtentwicklung vor sich gehen kann. Ob dabei außer Licht noch andere Energien ausgesandt werden, ist noch nicht bekannt, wird aber untersucht. Die Intensität des Leuchtens erscheint unter diesem Gesichtspunkt als ein Maß für die von der Temperatur abhängige Diffusionsgeschwindigkeit, mit der die verschieden beweglichen, bzw. stabilen Zentren aneinander geraten und zerfallen.

Da in der Natur die Th.-L. durch die radioaktiven Elemente bewirkt wird, ist ihre nähere Verfolgung auch ein geochemisches Problem der Verteilung jener in Gesteinen und Mineralien. Die oben erwähnte Steigerung der Th.-L. in den Drusenquarzen des Epprechtsteins gegenüber dem Granitquarz bedeutet eben eine Anreicherung radioaktiver Stoffe in den Restmagmen.

Außer dieser „klassischen“, durch Anregung verursachten Th.-L. gibt es noch ein weiteres, in seiner Erscheinung ganz ähnlich verlaufendes Temperaturleuchten, das aber nur bei Gegenwart von Luft oder Sauerstoff eintritt. Erhitzt man die betreffenden Substanzen im Vakuum oder in einer Stickstoffatmosphäre, so bleibt der Leuchteffekt aus, um bei Zufuhr von Sauerstoff sofort wieder zu erscheinen. Dieses Leuchten wurde nachgewiesen an chemischen Präparaten der verschiedensten Art, an Glas, Quarzglas bei algengebildeten Tuffsteinen, Tropfsteinen, bei Verwitterungsprodukten von Gesteinen, auch bei Quarz, der unmittelbar von der Oberfläche entnommen worden war. Die Ursache ist hier eine Verunreinigung mit organischen Substanzen nicht näher bekannter Natur, die in Form von Staub, Rückständen von der Berührung mit den Fingern alle einige Zeit mit der Außenwelt in Verbindung gewesenen Gegenstände bedecken. Besonders wirksam scheinen diejenigen organischen Verbindungen zu sein, die bei der Verwesung und Vermoderung von Pflanzenstoffen entstehen, und von Oberflächenwässern in die Poren der Gesteine infiltriert werden oder sich in Kalktuffen und Tropfsteinen anreichern. Fein verteilte Sulfide wirken natürlich ebenso. Gerade bei der Untersuchung von Gesteinen und schwach lumineszierenden Substanzen ist auf diese Tatsache Rücksicht zu nehmen, um Fehlbestimmungen zu vermeiden. Das sicherste Mittel zur Verhütung dieser Lumineszenz ist eine intensive Reinigung mit rauchender Salpetersäure, die allerdings nicht immer angewandt werden kann, aber z. B. bei der Untersuchung von Quarzsanden unbedingt anzuwenden ist. Zum mindesten muß der Vakuumversuch in zweifelhaften Fällen angestellt werden, um die Abhängigkeit von der Gegenwart von Luft festzustellen. Bei kräftig thermolumineszierenden Mineralien ist der Einfluß der Staubinfektion meist zu vernachlässigen, da die Intensität gering ist. Bei Tuffsteinen aber und bei Gesteinen überhaupt, die als Oberflächenproben entnommen sind, kommen durch die organischen Verunreinigungen Intensitäten zustande, die mittleren Quarzhelligkeiten gleichkommen, also ziemlich beträchtlichen Werten, die ohne Kenntnis der wahren Natur dieser Erscheinung schwere Fehlschlüsse verursachen würden. Zweckmäßig wird man dieses nur in Gegenwart von Sauerstoff einsetzende Leuchten nicht unter den Begriff der Th.-L. rechnen, sondern als eine besondere Art von Chemolumineszenz abtrennen.

Kristallstruktur und Zwillingsbildung

Von

H. STRUNZ,
Zürich

Die Zwillingsgrenze der Kontaktzwillinge muß augenscheinlich nicht immer eine Inhomogenitätsfläche sein, sie kann auch eine Inhomogenitätsschicht darstellen, derart, daß zwischen den beiden Zwillingsindividuen eine andere, eventuell milieubedingte, Modifikation der betreffenden Substanz schichtförmig eingeschaltet ist. Es besteht sogar die Möglichkeit, daß die chemische Zusammensetzung der eingeschalteten Lamelle eine andere ist wie diejenige der Zwillingskristalle. So kann man sich z. B. vorstellen, daß in einem Diopsidzwilling diese Lamelle aus reinem, rhombischem $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ besteht, ein Gedanke, der in diesem Fall durch die Ergebnisse experimenteller Untersuchungen von N. L. BOWEN¹⁾ sehr an Wahrscheinlichkeit gewinnt. BOWEN fand am synthetischen, unter gleichen Bedingungen kristallisierten Diopsid, daß die Neigung zur Bildung von Zwillingskristallen deutlich vom relativen Gehalt an Mg in der Schmelze abhängt; je mehr Mg gegenüber Ca vorhanden ist, um so häufiger erfolgt die Verzwillingung. Analog besteht bei Epidot die Möglichkeit, daß ein Zwilling nach (100) an der Zwillingsgrenze eine Lamelle von Zoisit enthält²⁾. Betrachten wir allgemein Kristalle, die in rhombischer und monokliner Modifikation auftreten, so finden wir zwischen der Metrik beider Modifikationen häufig so enge Beziehungen, daß zweifellos zwischen zwei Zwillingsindividuen der monoklinen Modifikation eine submikroskopische Lamelle der rhombischen Modifikation vorhanden sein kann. Wieweit die rhombische Modifikation selbst als durch innere polysynthetische Verzwillingung entstanden zu denken ist, hängt weiterhin von den geometrischen Beziehungen zwischen beiden Raumsystemen ab. Diese Frage wurde für rhombische und monokline Raumsysteme diskutiert; sie soll, unter Anleitung von Herrn Professor NIGGLI, in einer späteren Arbeit für alle Raumsysteme geprüft werden.

¹⁾ N. L. BOWEN, Zeitschr. f. anorgan. Chemie 1915, Bd. 90, S. 1—66.

²⁾ H. STRUNZ, Zeitschr. f. Krist. 1935, Bd. 92, in Druck.

Die Struktur des Guanidoniumions im Vergleich mit den Boraten, Carbonaten und Nitraten

Von

WALTER THEILACKER,

Tübingen

Die Strukturuntersuchung der Guanidoniumhalogenide¹⁾ ergibt für das Guanidoniumion $C(NH_2)_3^+$ einen ebenen, trigonalen Bau, es ist also analog dem Carbonation CO_3^{--} gebaut mit dem Unterschied, daß die O-Atome durch NH_2 -Gruppen ersetzt sind und das Ion selbst dadurch zu einem einwertigen Kation geworden ist. Da die Abstände Zentralatom—Außenatom bei beiden Ionen wie auch beim Borat- und Nitration von derselben Größenordnung sind, sollte man für alle 4 Komplexionen dasselbe kristallchemische Verhalten erwarten. Für BO_3^{--} , CO_3^{--} und NO_3^- wurde das schon von V. M. GOLDSCHMIDT und W. H. ZACHARIASEN nachgewiesen, dagegen scheint das Guanidoniumion sich nicht in diese Reihe einzuordnen, denn jedes Guanidoniumhalogenid gehört, wie aus Tab. 1 hervorgeht, einem anderen Strukturtyp an. Diese Unregelmäßigkeit zeigt sich auch in den Schmelzpunkten, während

Tabelle 1
Eigenschaften der Guanidoniumhalogenide

	Raumgruppe	Doppelbrechung	Schmelzpunkt
Jodid	C_{6v}^4	—	195°
Bromid	V_h^{16}	+	190°
Chlorid	V_h^{15}	+	185°
Fluorid	?	—	216° u. Z.

bei den Alkalihalogeniden der Schmelzpunkt vom Jodid zum Fluorid stetig ansteigt, nimmt er hier in der gleichen Richtung erst ab und dann wieder zu. Dieses anormale Verhalten wird jedoch verständlich, wenn man berücksichtigt, daß für den Kristallbau der Verbindungen vom Typ $A[BX_3]$ das Radienverhältnis r_A/r_X ausschlaggebend ist²⁾.

Zur Ermittlung des Verhältnisses r_A/r_X müssen die Ionenradien von A und X bekannt sein, für r_A können die GOLDSCHMIDTSchen Ionenradien, die für die Koordinationszahl 6 berechnet sind, eingesetzt werden. Dagegen dürfen für r_X nicht ohne weiteres die entsprechenden Werte für O^{--} und NH_2^- benutzt werden, da in den Komplexionen sicher nicht diese Ionen vorliegen. Man muß deshalb die Wirkungsradien der Außenatome des Komplexions gegenüber A auf andere Weise ermitteln und kann dazu die Abstände A-X heranziehen. Nimmt man an, daß im Calcit mit [6]-[2]-Koordination eine Abstandsverminderung von 6% gegenüber [6]-[6]-Koordination eingetreten ist, so berechnet sich der Ca-O-Abstand für [6]-[6]-Koordination zu 2,52 Å und daraus $r_O = 1,46$ Å für das Carbonation. Führt man eine analoge Korrektur für Guanidoniumjodid mit [12]-[4]-Koordination aus, so erhält man $r_{NH_2} = 1,49$ Å. Die auf dieser Grundlage ermittelten Werte sind

¹⁾ Zeitschr. f. Krist. (1931) Bd. 76, S. 303; (1935) Bd. 90, S. 51, 77, 256.

²⁾ V. M. GOLDSCHMIDT, Geochem. Verteilungsgesetze der Elemente Bd. VII, S. 95.

natürlich nicht sehr genau, man sieht jedoch, daß r_O und r_{NH_2} nicht sehr verschieden sein können. Berechnet man nun damit für sämtliche bekannten Verbindungen $A[BX_3]$ ¹⁾ r_A/r_X und ordnet nach steigendem Radienverhältnis, so erhält man ein Bild, wie es die Tab. 2 darstellt.

Tabelle 2
Verbindungen $A[BX_3]$ mit ebenem Komplexion

BX_3	A	$\frac{r_A}{r_X}$	Kristallklasse bzw. Raum- gruppe	K.-Z. [A]	Doppelbrechung	Achsen- winkel
NO_3'	Li'	0,53	D_{3d}^6	6	— (stark)	—
CO_3''	Mg''	0,53	D_{3d}^6	6	— "	—
"	Fe''	0,56	D_{3d}^6	6	— "	—
"	Zn''	0,57	D_{3d}^6	6	— "	—
BO_3'''	Sc'''	0,57	D_{3d}^6	6	— "	—
CO_3''	Mn''	0,62	D_{3d}^6	6	— "	—
BO_3'''	In'''	0,63	D_{3d}^6	6	— "	—
NO_3'	Na'	0,67	D_{3d}^6	6	— "	—
CO_3''	Cd''	0,71	D_{3d}^6	6	?	—
"	Ca''	0,73	$\left\{ \begin{array}{l} D_{3d}^6 \\ V_h^{16} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 6 \\ 8 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{— (stark)} \\ \text{— " } \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{—} \\ 2V = 18^\circ \end{array} \right.$
NO_3'	Ag'	0,77	$V_h^{15} ?$		+	$2V = 61^\circ$
BO_3'''	La'''	0,84	V_h^{16}	8	— "	$2E \sim 40^\circ$
CO_3''	Sr''	0,87	V_h^{16}	8	— "	$2V = 6,5^\circ$
$C(NH_2)_3'$	F'	0,89	?		— "	$2E \sim 43^\circ$
CO_3''	Pb''	0,90	V_h^{16}	8	— "	$2V = 8^\circ$
NO_3'	K'	0,91	V_h^{16}	8	— "	$2V = 7^\circ$
CO_3''	Ba''	0,98	V_h^{16}	8	— "	$2V = 15^\circ$
NO_3'	NH_4'	0,99	V_h^{13}	12	— "	$2V \sim 35^\circ$
"	Tl'	1,02	V_h		—	$2E = 112^\circ$
"	Rb'	1,02	$C_{3v}^2 ?$		+ (schwach)	sehr klein
"	Cs'	1,13	$D_{6h} ?$		+ "	" "
$C(NH_2)_3'$	Cl'	1,22	V_h^{15}		+ (stark)	$2V \text{ fast } 90^\circ$
"	Br'	1,32	V_h^{16}	8	+	$2E \sim 6^\circ$
"	J'	1,48	C_{6v}^4	12	— "	—

Theoretisch sollte die Koordinationszahl von A für $r_A/r_X = 0,41—0,73$ 6, für $r_A/r_X = 0,73—1,00$ 8 und für Werte darüber 12 betragen. Man sieht zunächst, daß diese Bedingung für alle Verbindungen vom Calcittyp mit der Koordinationszahl 6 erfüllt ist, von 0,73 an tritt der Aragonittyp mit der Koordinationszahl 8 auf und bleibt bis 1,00 stabil. Die Doppelbrechung bleibt negativ und der Achsenwinkel ist klein, ein Zeichen dafür, daß die

¹⁾ Es sind jeweils nur die bei gewöhnlicher Temperatur auftretenden Modifikationen berücksichtigt, da über die bei höheren und tieferen Temperaturen beständigen Formen bei den meisten Verbindungen noch zu wenig bekannt ist.

Ebenen der komplexen Ionen immer noch nahezu parallel zueinander angeordnet sind. Eine Ausnahme bildet Silbernitrat, das positive Doppelbrechung und großen Achsenwinkel besitzt. Für $r_A/r_X > 1$ sollte dann die Koordinationszahl 12 auftreten und dies ist auch bei Ammoniumnitrat der Fall. Indessen besitzen die meisten Verbindungen mit einem Radienverhältnis über 1 kompliziertere Struktur mit teils niedrigeren (8), teils unbekannten Koordinationszahlen. Charakteristisch für diese mannigfaltigen Strukturen ist ein großer Achsenwinkel oder ein sehr kleiner Achsenwinkel bei positiver Doppelbrechung, d. h. die Ebenen der Komplexionen sind stark gegeneinander geneigt bzw. stehen senkrecht aufeinander. Höhere Symmetrie mit paralleler Anordnung der Komplexionen und negativer Doppelbrechung tritt erst wieder bei höheren Werten (Guanidoniumjodid 1,48) ein. Es scheint demnach im Bereich von 1,0—1,5 ein Übergangsgebiet zu bestehen, das zweifellos dadurch zustande kommt, daß die Komplexionen im Kristall eine starre Einheit bilden. Die Außenatome ein und desselben Komplexions besitzen dadurch vorgeschriebene Entfernungen, die bei der Koordination um das Ion A bei bestimmten Werten von A störend wirken können.

Infolge der Größe der Halogenionen stehen die Guanidoniumhalogenide ganz am Ende der Tabelle, nur das Fluorid sollte mit Strontium- oder Bleicarbonat vergleichbar sein. Da das Fluorid sehr hygroskopisch ist, ist eine eingehende Untersuchung sehr erschwert, DEBYE-SCHERRER-Aufnahmen sprechen jedoch nicht für das Vorliegen von Aragonitstruktur. Daraus kann man jedoch nicht schließen, daß die Guanidoniumhalogenide nicht mit den Carbonaten, Boraten und Nitraten vergleichbar sind, denn Fluoride nehmen ja infolge der stark polarisierenden Wirkung des Fluorions häufig Ausnahmestellungen ein.

Aussprache: NEUHAUS.

Untersuchungen an Perowskit, Uhligit und Dysanalyt

Von

O. ZEDLITZ,

Tübingen

Das Mineral Uhligit hat nach einer Analyse von HAUSER (1909) folgende Zusammensetzung:

TiO ₂	48,25 %	Fe ₂ O ₃	Sp. %
ZrO ₂	21,95 "	CaO	19,0 "
Al ₂ O ₃	10,50 "	Nb ₂ O ₅	Sp. "
		Summe	99,70 %

Härte 5 bis 6; spezifisches Gewicht nach volumetrischen Berechnungen des Verfassers etwa 4,2. HAUSER gab dem Mineral die Formel

$\left\{ \begin{array}{l} (\text{Zr}, \text{Ti}) \text{O}_5 \text{Ca} \\ (\text{Al}, \text{Ti}) \text{O}_5 \text{Al} \end{array} \right\}$ und vermutete nähere Beziehungen zum Titanit.

Da die Analyse an außerordentlich wenig Material durchgeführt wurde, ist auf ihre Vollkommenheit nicht zu großer Wert zu legen. Die folgenden Untersuchungen zeigen, daß sie dem Formeltyp des Perowskit angepaßt werden muß.

Die preußische geologische Landesanstalt stellte mir freundlichst die noch vorhandenen etwa 15 Kriställchen für röntgenographische Untersuchungen zur Verfügung. Die mit den etwa $1-1\frac{1}{2}$ mm großen Oktaedern gemachten Drehkristallaufnahmen bestätigten die Vermutung, daß Uhligit ein Perowskit besonderer Zusammensetzung ist. Auch die Pulveraufnahmen ließen eine fast vollkommene Gleichheit mit denen von Perowskit erkennen; demnach ist Uhligit ein Perowskit, in dem das Ti durch Zr und Al ersetzt ist. Beide Röntgenmethoden wiesen aber auch eindeutig darauf hin, daß sowohl beim Perowskit wie beim Uhligit eine Verdoppelung der Elementarzelle angenommen werden muß. Darauf machten auch LEVI und NATTA schon aufmerksam, während TOM. BARTH für Perowskit und Dysanalyt als Kantenlänge $a_0 = 3.795$ bzw. 3.826 \AA angibt. Wir haben jetzt also für die Größe der Elementarkörper anzusetzen:

Perowskit (Ural)	$a_0 = 7,66 \text{ \AA}$	Dysanalyt (Kaiserst.)	$a_0 = 7,67 \text{ \AA}$
Uhligit	$a_0 = 7,64 \text{ \AA}$	Synth. Dysanalyt (HOLMQUIST)	$a_0 = 7,77 \text{ \AA}$

Auf den Oberflächen der Uhligitkristalle waren feine Streifungen erkennbar, die auf Verzwillingung deuteten. Ähnliche Lamellenbildungen, auf den Würfel übertragen, sind auch am Perowskit bekannt. Laueaufnahmen in bestimmten Richtungen zeigten, daß beide Minerale strukturell gleichartig gebaut und auch gleichen Zwillingsgesetzen unterworfen sind. Die durch die Verzwillingung hervorgerufene Verdoppelung oder Vervielfachung gewisser Lauepunktreihen zeigte sich in genau gleicher Weise bei Uhligit und Perowskit, der denn auch, da er in genügender Menge zur Verfügung stand, vorzugsweise benutzt wurde.

Die von BEN SAUDE, BOGGILD und BOWMAN durchgeführten optischen Untersuchungen an Perowskit widersprechen sich zum Teil sehr, so daß deren Ergebnisse zur Nachprüfung der Zwillingsgesetze nur nach Auswahl herangezogen werden konnten.

Es galt nun also, den optischen Befund kleiner, durch feine Bleibenden (Durchmesser $0,25 \text{ mm}$) ausgeschnittener homogener Lamellenteile von Perowskit-schliffen mit der räumlichen Anordnung im Kristall, der Oberflächenmorphologie (ähnlich den Plagioklaslamellen) und der Punktanordnung in den Lauebildern in Zusammenhang zu bringen. Die hier auftretenden Schwierigkeiten konnten noch nicht ganz überwunden werden. Immerhin gelang es, zwei sozusagen reine Prototypen von Lauepunktbildern im Zusammenhang mit ihren optischen Eigenschaften zu projizieren, deren eines zwei diagonale Symmetrieebenen („vierzählig“) besitzt, während das andere nur eine Spiegelebene („zweizählig“) aufweist. Der weitaus größte Teil aller Laueaufnahmen besteht aus Kombinationen dieser beiden Typen, die sich entweder deckend überlagern oder durch eine geringe Verschiebung in der einen oder anderen Richtung Anlaß zur Vervielfachung der Lauepunktreihen geben. (Nach LEVI und NATTA weisen alle drei Würfelrichtungen vierzählige Symmetrie auf.) Das vierzählige Lauebild konnte an einem Dysanalytkristall vom Magnet Cove, USA., einwandfrei erhalten werden, was darauf schließen läßt, daß dieses Mineral wegen der vielen verschieden großen, die Spannungen im Kristall ausgleichenden Ionen weniger zur Verzwillingung und zu höherer

Symmetrie neigt. Die Kaiserstühler Dysanalyte waren wegen ihres starken Asterismus für Laueuntersuchungen ungeeignet. Die durchsichtigen Perowskitkristalle von Tirol, deren kristallographische Eigenschaften auf monokline Symmetrie deuten, zeigten optisch überaus feine parkettähnliche Zwillingslamellierung, so daß isolierte homogene Teile nicht durchstrahlt werden konnten.

Deshalb wurden künstliche Kristalle von CaTiO_3 dargestellt, um möglicherweise einfacher aufgebautes Material zu erhalten. Die würfelförmigen Kristalle erreichten Größen bis zu 0,2 mm Kantenlänge, erwiesen sich optisch als anisotrop und waren zonar und diagonal lamelliert. Es bildeten sich auch dünn tafelige Kristallschuppen von 2—3 mm Größe, die neben feinsten Lamellierung nach dem Schema natürlicher Kristalle auch isotrope Partien enthielten. Leider waren die Laueaufnahmen dieser Kristalle nicht auswertbar, da die dünnen Täfelchen (Dicke etwa 0,02 mm) stets gewölbt waren. Die mir freundlicherweise zur Verfügung gestellten synthetischen Na—Ca—Fe-Dysanalyte von P. I. HOLMQUIST erwiesen sich im Lauebild als regulär vierzählig auf den Würzelflächen.

Die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen. Die komplizierte Methodik der Untersuchung, die so wenig feste Anhaltspunkte bietet, verlangte die Aufstellung einer Arbeitshypothese, die man sich vorerst folgendermaßen vorzustellen hat:

Die Elementarzelle des Perowskit ist ein schwach deformierter monokliner „Würfel“. Eine optisch einheitliche Lamelle ist ein aus gleichsinnig angeordneten monoklinen Elementarwürfeln gefügtes Brett. Es gibt verschiedene Baupläne für die Zusammenfügung derartiger Bretter. Je nach der Aneinanderlagerung dieser Balken oder Bretter zu einem Kristall ergeben sich rein geometrisch ableitbare Möglichkeiten für die Deutung der Verdoppelung oder Vervielfachung der Lauepunktfolgen. Hiermit sind in Einklang zu bringen die optischen und morphologischen Eigenschaften der Lamellen und Kristalle. Inwieweit ein rhombischer Körper den monoklinen zu ersetzen vermag, ist noch nicht zu entscheiden, da die schwer zu erkennenden Dispersionseigenschaften nachgeprüft werden müssen.

Zur Bestimmung der Parameter, insbesondere des Sauerstoffes, wird der Dysanalyt herangezogen werden müssen; es ist anzunehmen, daß die O-Oktaeder um das Ti deformiert sind (wie etwa schon im Rutil) und damit Anlaß geben für die Herabsetzung der Symmetrie in diesen Kristallarten.

Aussprache: MACHATSCHKI.

Sammelreferat

Datensammlung gesteinsbildender Mineralien für 1932

Bearbeitet von Prof. Dr. K. SCHLOSSMACHER (Königsberg i. Pr.)

Die Reihenfolge der Mineralien ist eingeteilt nach ROSENBUSCH-MÜGGE, Mikroskopische Physiographie I, 2. Teil, V. Aufl., 1927. Die früheren Jahrgänge 1927—29 sind unter der gleichen Abteilung in der Zeitschrift für Kristallographie, Referatenteil, Bd. I, 1928 (Ergänzungsband zu Bd. 66—68), S. 249—337 und Abt. B, Referatenteil, Bd. I, 1932, S. 245—385 und Bd. II, 1933, S. 53—159 referiert. Jahrg. 1930 und 1931 sind in diesen „Fortschritten“ referiert.

S. JIMORI, J. YOSHIMURA u. SH. HATA, *A new radioactive mineral found in Japan* (Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Research. Tokio **15**, 83).

Magnetit aus Pegmatit von Ishikawa.

Analyse: Fe_2O_3	58.19		
FeO	30.78	Übertrag	91.79
Al_2O_3	2.45	SiO_2	4.71
CaO	0.37	TiO_2	3.42
	91.79		99.92

F. LOEWINSON-LESSING, *Über die magnetische Verschiedenheit von Magnetitolithen verschiedenen Ursprungs* (Cbl. f. Min. **1932** A, 369).

Magnetit. Analytische Bestimmungen von Eisenoxyd und Eisenoxydul (W. EGOROFF).

	Fe_2O_3	FeO
Blagodot	81.90 %	9.56 %
Magnitnaja	48.04	28.88
„	71.10	15.90
Kuopio	58.71	29.25

F. ZAMBONINI u. G. GAROBBE, *Contributo allo studio dei minerali vesuviani. Ricerche sulla forsterite e sullo spinello* (Boll. Soc. dei Naturalisti Napoli **41**, 1930).

Spinell, Pleonast vom Monte Somma.

Analyse: Al_2O_3	66.25	Übertrag	99.98
Fe_2O_3	5.32	NiO	0.007
FeO	0.62	CuO	0.004
MgO	25.92	Sb_2O_3	Spur
MnO	0.18	SnO	Spur
CaO	1.69	SiO_2	0.28
CoO	0.003	TiO_2	—
	99.98		100.27

E. S. LARSEN u. W. T. SCHALLER, *Serendibite from Warren County, New York, and its paragenesis* (Americ. Mineralogist **17**, 457, 1932).

Spinell aus Kalk im Granitkontakt zwischen Johnsburg und Garnet Lake. Farbe blau.

Analyse:	SiO ₂	4.23		
	Al ₂ O ₃	60.63	Übertrag	69.72
	FeO	4.57	MgO	24.24
	CaO	0.29	Unlös.	0.86
		69.72		94.82

C. S. ROSS u. P. F. KERR, *The manganese minerals of a vein near Bald Knob, North Carolina* (Americ. Mineralogist **17**, 1, 1932).

Galaxit von Bald Knob. Körner von 0.1—0.5 mm, im Durchschnitt 0.2 mm Größe. $n = 1.923$. Leuchtend schwarz, Strich rotbraun. In durchsichtigen Stücken Farben mahagonirot, 7·R—OL (RIDGWAY). Sp. Gew. 4.234. Härte 7.5.

Analyse (V. SHANNON):

	SiO ₂	0.96		
	TiO ₂	Spur	Übertrag	97.06
	Al ₂ O ₃	45.71	MgO	1.50
	Fe	16.36 als FeO bestimmt.	CaO	Spur
	MnO	34.03	ZnO	Spur?
		97.06		98.56

Daraus:	Spinell MgO·Al ₂ O ₃	5.27
	Hercynit FeO·Al ₂ O ₃	5.22
	Jakobsit MnO·Fe ₂ O ₃	22.83
	Galaxit MnO·Al ₂ O ₃	65.79
	Quarz	0.96
		100.07

F. RODOLICO, *Note su alcuni minerali dell Albania settentrionale* (Periodico di Mineralogia Rom II, 5, 1931).

Chrompicotit von Monte Rusus.

	SiO ₂	0.19	Übertrag	73.53
	Al ₂ O ₃	12.01	FeO	12.67
	Cr ₂ O ₃	57.70	CaO	0.92
	Fe ₂ O ₃	3.63	MgO	13.17
		73.53		100.29

E. S. SIMPSON, *Contributions to the mineralogy of Western Australia Series VI* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **17**, 137, 1930/31).

Gahnit, Greenbushes S. W. Div. $n = 1.818$. Sp. Gew. = 4.57.

Analyse:	Al ₂ O ₃	53.73		
	Fe ₂ O ₃	2.53	Übertrag	58.48
	FeO	1.72	ZnO	41.66
	MnO	0.50	SiO ₂	0.70
		58.48		100.84

W. T. SCHALLER u. E. P. HENDERSON, *Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexiko and Texas* (U.S.A. Geol. Survey Washington Bull. **833**, 1932).

Langbeinit aus dem Kalisalzgebiet von S.W. Neu Mexiko. $n = 1.532$.

	K ₂ O	22.37		
	Na ₂ O	0.48	Übertrag	99.44
	MgO	19.15	Glühverlust	0.25
	SO ₂	57.44	Unlös.	0.05
		99.44		99.74

Granatgruppe

L. HAWSKER u. J. A. SMYTHE. *Garnet-bearing Sands of the Northumberland Coast* (Geol. Mag. London **68**, 1931).

Granat. **Almandin** aus Sanden von der Küste von Northumberland. Analysen: I. grobkörnig. II. feinkörnig. III. aus benachbartem Sandstein von Shaftoe Crags.

	I.	II.	III.
SiO ₂	37.30	36.40	38.20
TiO ₂	0.93	1.12	0.67
Al ₂ O ₃	21.79	21.41	25.12
Fe ₂ O ₃	4.43	6.00	1.26
FeO	25.50	26.40	26.44
MnO	0.94	0.99	1.08
MgO	6.34	5.47	6.16
CaO	2.15	2.40	1.50
H ₂ O	n. best.	0.30	n. best.
	99.38	100.49	100.43
Sp. Gew.	4.08	4.00	4.05

Daraus: 68 % Almandin, 22 % Pyrop, 7 % Andradit, 3 % Spessartin.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia. Series VII* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **18**, 61, 1931/32).

Almandin, W. Australien. Analyse (ROWLEDGE):

SiO ₂	37.23		
Al ₂ O ₃	21.13	Übertrag	93.10
Fe ₂ O ₃	Spur	MgO	4.09
FeO	31.33	CaO	2.08
MnO	3.41	K ₂ O	Spur
	93.10		99.27
		Sp. Gew.	4.18

B. GOSSNER u. E. ILG. *Beitrag zur Mineralogie des Bayrischen Waldes und zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der Reihe Almandin-Spessartin und von Cordierit* (Cbl. f. Min. **1932**, 1).

Almandin von Marchaney bei Tirschenreuth. Sp. Gew. 4.140. Analyse:

	I.	II.	Mittel
SiO ₂	37.41	37.04	37.22
Al ₂ O ₃	20.59	20.66	20.62
Fe ₂ O ₃	2.41	2.04	2.22
FeO	29.23	29.79	29.51
MnO	8.62	8.70	8.66
MgO	1.40	1.28	1.34
CaO	0.78	0.88	0.83
			100.40

Daraus: 70.5 % Eisen-, 21.3 % Mangan-, 5.7 % Magnesia- und 2.5 % Kalktongranat.

Almandin vom Hörlberg bei Lam, aus Pegmatit. Farbe gelblichbraun. Sp. Gew. etwas größer als 4.12. Analyse:

	I.	II.	Mittel
SiO ₂	37.25	36.74	37.00
Al ₂ O ₃	20.27	20.74	20.50
Fe ₂ O ₃	28.22 % Fe ₂ O ₃	28.03 % Fe ₂ O ₃	2.20
FeO			23.33
MnO	14.86	14.50	14.68
MgO	1.27	1.19	1.23
CaO	1.52	1.30	1.41
			100.35

Daraus: 55.2 Eisen-, 35.2 Mangan-, 5.2 Magnesia- und 4.2 Kalktongranat.

Almandin vom Roten Koth bei Bodenmais. Farbe rot. Sp. Gew. = 4.20.

Analyse:	I.	II.	Mittel
SiO ₂	37.28	36.95	37.12
Al ₂ O ₃	19.48	19.71	19.60
Fe ₂ O ₃	2.31	2.62	2.47
FeO	33.71	33.59	33.65
MnO	1.45	1.58	1.52
MgO	3.48	3.26	3.37
CaO	1.97	2.08	2.03
			99.76

Daraus: 76.8 Ferro-, 3.5 Mangan-, 13.7 Magnesia- und 6.0 Kalktongranat

Spessartin von der Kieslagerstätte (Gottesgab Tiefstes) Bodenmais. Sp. Gew. = 4.075. Analyse:

	I.	II.	Mittel
SiO ₂	36.85	37.02	36.93
Al ₂ O ₃	20.00	20.24	20.12
Fe ₂ O ₃	2.40	2.24	2.32
FeO	11.42	11.62	11.52
MnO	26.94	26.60	26.76
MgO	1.02	0.92	0.97
CaO	1.16	1.01	1.09
			99.72

Daraus: 27.6 Eisen-, 64.9 Mangan-, 4.1 Magnesia- und 3.3 Kalktongranat.

Spessartin von der Kieslagerstätte (Großes Barbaraverhau) Bodenmais. Sp. Gew. = 3.98. Analyse (mit Sillimaniteinschlüssen):

	I.	II.	Mittel
SiO ₂	40.32	40.05	40.18
Al ₂ O ₃	22.44	22.33	22.38
Fe ₂ O ₃	2.28	2.36	2.32
FeO	11.53	11.25	11.39
MnO	17.80	18.19	18.00
MgO	2.81	3.04	2.93
CaO	3.51	3.29	3.40
			100.60

Für die Reihe **Almandin-Spessartin** aus dem bayrischen Wald ergeben 8 Analysen folgende Verhältniszahlen:

	SiO ₂	:	Me ₂ O ₃	:	MeO
Roter Koth	3	:	1.01	:	2.95
Irchenrieth	3	:	1.13	:	2.93
Albenreuth	3	:	1.03	:	2.87
Marchaney	3	:	1.04	:	2.82
Pleystein I	3	:	1.05	:	2.90
Pleystein II	3	:	1.11	:	2.84
Hörlberg	3	:	1.06	:	2.86
Gottesgabe Tiefster	3	:	1.04	:	2.84

In Me₂O₃ ist immer ein kleiner Überschuß vorhanden, in MeO das Gegenteil. Für das Verhältnis Al₂O₃:Fe₂O₃ ergibt sich als wichtig, daß der Gehalt an Ferri-silikat 6 Mol-% nicht übersteigt, dasselbe zeigen die Analysen in DOELTERS Handbuch.

Eine Tabelle mit 13 Analysen **manganhaltiger Granate** (nicht allein aus dem bayrischen Wald) ergibt wichtige Feststellungen über die Mannigfaltigkeiten im Verhältnis FeO:MnO:MgO:CaO. Die Summe von MgO + CaO erreicht nur ausnahmsweise 20 Mol-% (bei Mn-armen Almandinen). Manganreichere Glieder enthalten nur

bis 10 % $\text{MgO} + \text{CaO}$. Weniger als 6 % scheinen nicht vorzukommen. Das Verhältnis von $\text{FeO}:\text{MnO}$ ist sehr mannigfach. Es fehlen nur noch Glieder von 40–60 % Mangantongranat. Die neuen Analysen (Albenreuth, Marchaney, Irchenrieth, Pleystein I u. II) ergänzen die bisherige Lücke im mittleren Mangan Gehalt bei 15–25 % Mangansilikat.

A. BRAMMALL u. H. HARWOOD, *The Dartmoor Granites: Their genetic relationships* (Quarterly Journ. Geol. Soc. London 88, 1932, 171).

Spessartin-Almandin aus Granit von Chinkwell Tor, Bonehill Down. Sp. Gew. = 4.00. Analyse:

SiO_2	37.23		
Al_2O_3	20.66	Übertrag	92.20
Fe_2O_3	1.33	$\text{H}_2\text{O} +$	0.57
FeO	29.67	$\text{H}_2\text{O} -$	0.13
MgO	2.00	TiO_2	—
CaO	1.31	MnO	7.30
	92.20		100.20

Daraus: $\text{Fe}_{67}\text{Mn}_{21}\text{Mg}_8\text{Ca}_4$ mit 20.9 % Spessartin.

C. S. ROSS u. P. F. KERR, *The manganese minerals of a vein near Bald Knob, North Karolina* (Americ. Mineralogist 17, 1, 1932).

Spessartin von Bald Knob. In Adern und Linsen. Farbe gelbbraun. Lichtbrechung: feinkörniges Gemenge = 1.796, massig gelbbraun = 1.802, körnig rosa = 1.813. Analyse eines feinkörnigen gelbbraunen Materials, verunreinigt mit Karbonat und Rhodonit (V. SHANNON).

SiO_2	35.04		
TiO_2	Spur	Übertrag	58.53
Al_2O_3	21.63	CaO	1.78
Fe_2O_3	—	MnO	39.83
FeO	1.86	MgO	0.26
	58.53		100.40

Daraus: Spessartin	90.03
Almandin	4.36
Grossular	4.82
Pyrop	0.79
	100.00

H. WIESENER, *Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes* (Zeitschr. f. Krist. B [Tscherma's Mittlg.] 42, 136, 1932).

Granat aus Pseudoeklogit von Schöffern. Sp. Gew. 3.78.

Analyse:	SiO_2	38.82		
	TiO_2	1.99	Übertrag	95.29
	Al_2O_3	19.29	MgO	4.34
	Fe_2O_3	1.31	MnO	0.09
	FeO	22.77	Na_2O	0.06
	CaO	11.11	K_2O	0.11
		95.29		99.89
			$\text{H}_2\text{O} -$	0.08

Daraus 51 Mol-% Almandin, 32 Mol-% Grossular und 17 Mol-% Pyrop. Die Granate aus echten Eklogiten sind wesentlich kalkärmer.

J. SUZUKI, *Petrological study of the crystalline Schist System of Skikokû, Japan* (Journ. Fac. Science, Hokkaido, Imp. Univ. Ser. IV, I, No. 1, 27, 1930).

Granat von Besshi aus Amphibolit und Eklogit.

SiO ₂	37.90	Übertrag	86.02
Al ₂ O ₃	17.95	CaO	9.35
Fe ₂ O ₃	25.54	TiO ₂	1.11
MgO	4.63	MnO	3.02
	86.02		99.50

W. M. AGAR u. PH. KRIEGER, *Garnet rock near West Redding Conn.* (Americ. Journ. Science V. Ser., **24**, 68, 1932).

Grossular aus Granatfels von West Redding. Farbe braun oder zimtfarbig. Sp. Gew. 3.62, $n = 1.748$.

Analyse:	Feuchtigkeit	nicht	Übertrag	64.25
	Glühverlust	0.10	CaO	34.85
	SiO ₂	39.10	MgO	0.19
	Fe ₂ O ₃	3.73	MnO	0.41
	FeO	1.71	TiO ₂	0.24
	Al ₂ O ₃	19.61	Cr ₂ O ₃	nicht
		64.25		99.94

T. CARPANESE, *Granato, vesuviana, ilmenite e titanite del Monte Rosso di Verra (Gruppo del Monte Rosa)* (Atti Reale accad. naz. Lincei Rom. Ser. VI, Rendiconti **15**, 591, 1932).

Grossular von Monte Rosso di Verra. Farbe hyazinthrot bis braunrot. Formen (110) (211) (321). Sp. Gew. = 3.635, $n = 1.7824$.

Analyse:	SiO ₂	37.66	Übertrag	63.40
	TiO ₂	0.77	FeO	2.00
	Al ₂ O ₃	15.50	CaO	34.51
	Fe ₂ O ₃	9.47	MnO	0.53
		63.40		100.44

Daraus: Grossular 66.31 %, Andradit 28.11 %, Almandin 4.39 %, Spessartin 1.19 %.

E. S. LARSEN u. E. A. GONYER, *The deuteric and later alterations of the Uncompah-grite of Iron Hill, Colorado* (Americ. Mineralogist **17**, 343, 1932).

Andradit, titanhaltiger, aus Ijolith von Iron Hill. Analyse W. T. SCHALLER. Sp. Gew. 3.67.

SiO ₂	34.30	Übertrag	62.85
Al ₂ O ₃	4.46	MgO	0.52
Fe ₂ O ₃	} 24.09	CaO	31.06
FeO		TiO ₂	5.08
	62.85		99.51

Farbe dunkelbraun. $n = 1.95$. Die Ränder sind licht olivgrün bis nahezu farblos mit $n = 1.85$. Beide Farben gehen ineinander über.

W. BRENDLER, *Über Sodalith vom Cerro Sapo, Bolivien* (Cbl. f. Min. **1932**, 42).

Sodalith von Cerro Sapo. Kristallaggregate mit Körnern bis zu 80:55:45 mm. Ausgezeichnete dodekaedrische Spaltbarkeit. Farbe dunkel ultramarinblau mit stellenweise helleren Zonen. Sp. Gew. 2.295 \pm 0.001. Analysen:

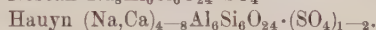
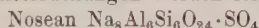
	I.	II.	III.
Na ₂ O	24.54	24.53	24.30
K ₂ O	1.01	1.13	0.82
MgO	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	Spuren
BaO	0.00	0.00	0.08
	25.55	25.66	25.20

	I.	II.	III.
Übertrag	25.55	25.66	25.20
FeO	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	1.06	0.70	0.69
Al ₂ O ₃	31.08	31.17	31.07
SiO ₂	36.63	36.72	36.82
Cl	7.20	7.22	7.16
SO ₂	0.00	0.00	0.04
H ₂ O (110°)	0.31	0.23	0.54
	101.83	101.70	101.52
— O = Cl ₂	1.63	1.63	1.63
	100.20	100.07	99.89

Daraus ergeben sich für Cl:Si I. 1:3.00, II. 1:3.00, III. 1:3.04 in guter Übereinstimmung mit der Formel. Nach Abzug von Wasser, Eisen, BaO und Schwefelsäure und unter Berücksichtigung der Vertretungsmöglichkeit K₂O für Na₂O stimmen auch die übrigen Oxydgehalte gut zur Formel 3NaAlSiO₄·NaCl.

T. F. W. BARTH, *The chemical composition of Noseanite and Hauyne* (Americ. Mineralogist **17**, 466, 1932).

Nosean und **Hauyn**. Auf Grund einer Diskussion von Analysen, synthetischen Versuchen und Strukturuntersuchungen werden folgende neue Formeln gegeben:



D. BELLANKIN, *To the Mineralogy and chemistry of a Feldspatoid from Vishnevsky Mountains* (Bull. geol. prospect. Service USSR Leningrad **50**, 747, 1931).

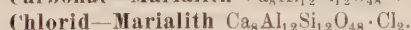
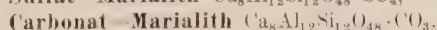
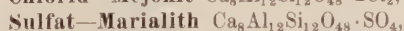
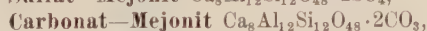
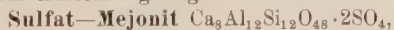
Vischnevit aus Nephelin-Syenitpegmatit von Kurotschkin Log. Lichtbrechung etwas niedriger, Doppelbrechung gleichgroß wie beim Sulfat-Cancrinit aus den Miaskitpegmatiten des Imengebirges. Auffallend eine mikroklinartige Zwillingslamellierung. Beimengungen von Skolecit und Hydrargillit. Hexagonal.

Analyse:	SiO ₂	34.53	Übertrag	82.53
	TiO ₂	0.10	K ₂ O	5.11
	Al ₂ O ₃	29.06	Cl ₂	0.09
	Fe ₂ O ₃	0.56	SO ₃	5.02
	FeO	0.11	S	0.30
	MnO	0.09	CO ₂	0.26
	MgO	0.09	H ₂ O +	5.35
	CaO	1.48	H ₂ O —	1.36
	Na ₂ O	16.51	} 6.71	
		82.53		
			100.02	

Daraus: 3Na₂Al₂Si₂O₈·Na₂SO₄·3 H₂O.

E. SCHIEBOLD u. G. SEUMEL, *Über die Kristallstruktur von Skapolith* (Zeitschr. f. Krist. A **81**, 110, 1932).

Skapolith von Arendal und Mte. Somma. Aus Strukturanalyse: a:c = 12.09 ± 0.006 : 7.580 ± 0.004 Å bzw. 17.24 ± 0.015 Å : 7.619 ± 0.006 Å. Strukturchemisch ist eine Deutung des Skapoliths als Doppelsalz nicht möglich. Die Annahme, daß die Ca- bzw. Na-Atome des Salzrestes strukturell mit denen des Feldspatrestes gleichwertig sind führt zur Aufstellung folgender Formeln:



E. S. LARSEN u. E. A. GONYER, *The deuteric and later alterations of the Uncompahgrite of Iron Hill, Colorado* (Americ. Mineralogist **17**, 343, 1932).

Melilith aus Uncompahgrit von Iron Hill. Analyse (W. T. SCHALLER). Sp. Gew. 2.98.

SiO ₂	44.13	Übertrag	95.95
Al ₂ O ₃	10.80	Na ₂ O	3.40
FeO	2.04	K ₂ O	Spur
MgO	4.35	H ₂ O +	0.49
CaO	34.63	MnO	0.16
	95.95		100.00

F. ZAMBONINI, *Le ricerche chimiche eseguite sui materiali della zona vulcanica della Campania nell'istituto di Chimica Generale della R. Università di Napoli negli anni 1923—29* (Boll. Soc. Geol. Ital. **49**, 179, 1930).

Sarkolith aus dem Vulkangebiet der Campagna.

Analyse:	SiO ₂	40.27		
	Al ₂ O ₃	23.81	Übertrag	97.30
	Fe ₂ O ₃	0.29	K ₂ O	0.87
	CaO	32.34	Na ₂ O	2.05
	BaO	0.23	Li ₂ O	0.008
	SrO	0.08	CO ₂	0.30
	MgO	0.28	Cl	0.04
		97.30		100.57

B. GOSSNER u. H. STRUNZ, *Die chemische Zusammensetzung von Narsarsukit* (Zeitschr. f. Krist. A **82**, 150, 1932).

Narsarsukit. Es wird für die Analyse von CH. CHRISTENSEN die Formel aufgestellt: [Si₄O₁₁]TiNa₂, worin ein Teil — etwa ein Drittel — durch eine Verbindung [Si₄O₁₀F]Fe⁺⁺Na₂ isomorph ersetzt angenommen wird.

S. E. NICOLET, *Un mineral nouveau, la Duparcite* (Schweiz. Min. Petr. Mittlg. **12**, 543, 1932).

Duparcit von Azégus, Marokko. Spaltbarkeit nach (100) und (010) gut. Formen (110) (100), selten (001) und (111) Tetragonal. Größe 5—6 cm. Farbe graugrün. Härte 7.5. Sp. Gew. 3.42, 3.417.

Analyse:	SiO ₂	36.56	Übertrag	61.97
	Al ₂ O ₃	16.43	CaO	32.84
	Fe ₂ O ₃	1.60	K ₂ O	0.63
	FeO	4.37	Na ₂ O	1.55
	MgO	3.01	Glühverlust	2.73
		61.97		99.72

ω = farblos, ε = sehr blaßbraun. Opt. Char. neg. $\omega = 1,706$, $\varepsilon = 1,698$, $\varepsilon - \omega = 0,0074$ bis $0,0084$.

Das Mineral wird zum **Vesuvian** gestellt.

H. BERMAN, *Fibrous Brucite from Quebec* (Americ. Mineralogist **17**, 313, 1932).

Brucit (Nemalit) von Johns-Manville Mine bei Asbestos, Quebec. Analyse (F. A. GONYER):

Fe ₂ O ₃	1.95
FeO	9.57
MgO	60.33
H ₂ O	28.60
	100.45

Gerade Auslöschung nach der Faserrichtung, negativer Charakter der Längsrichtung. In der Faserlängsrichtung liegt $\omega = 1,585$. Die Fasern zeigen quer zur

Längsrichtung ein zweiachsiges Interferenzbild; daraus wird geschlossen, daß die Fasern aus Aggregaten bestehen, deren Einzelindividuen in der Faserlängsrichtung parallel orientiert sind, senkrecht dazu aber nicht. Aus den optischen Verhältnissen und Strukturaufnahmen wird geschlossen, daß es sich um Brucittafeln handelt, die in einer Richtung stark in die Länge verzerrt sind. Erklärt wird diese Erscheinung durch eine Pseudomorphosierung von Chrysotilfasern.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia Series VII* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **18**, 61, 1931/32).

Korund von Lower Chittering S.W. aus Quarzbiotitschiefer. Pseudomorphosiert nach bariumbaltigem **Muskowit** (s. d.). Es sind nur noch kleine Korundkerne als Reste vorhanden. Sp. Gew. des Kernes 3.90, der Pseudomorphose 2.86. An den Pseudomorphosen sind noch deutlich die Flächen (2241) (1011) zu erkennen.

Korund von Gibraltar und Nevoria Ztr Sp. Gew. = 4.00.

T. TOMITA, *The Esterel Twin of porphyritic Quarz in Alkali liparite from Dôgô, Oki Island, Japan* (Jap. Journ. Geol. Geogr. **9**, 243, 1931/32).

Quarz als Einsprengling im Liparit von Dôgô zeigt einen Kontaktszilling mit geneigten Achsen. Es wird ein Verfahren mit dem Universaldrehtisch zur Bestimmung von Quarzszillingen angegeben.

J. SCHADLER, *Über einige bosnische Magnesitvorkommen (dichter Magnesit vom Typus Kraubath)* (Berg- und Hüttenm. Jahrb. Leoben **79**, 146, 1931).

Magnesit von Osve bei Maglaj. Analyse (A. WUNDSAM):

MgCO ₃	93.86	92.23
CaCO ₃	1.78	3.85
SiO ₂	0.24	0.28
Al ₂ O ₃	1.71	2.07
Fe ₂ O ₃	1.48	0.39
H ₂ O	1.08	1.12
	100.15	99.94

W. PETRASCHECK, *Die Magnesite und Siderite der Alpen* (Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math. nat. Kl. **141**, 195, 1932).

Ankerit vom Jetzbachgraben bei Saalfelden. Analyse (KODERHOLD):

SiO ₂	2.5
FeO	8.4
CaO	20.9
MgO	17.5
Glühverlust	48.4

Magnesit, Breunerit vom Veitsch, blau (frisch), braun (unfrisch).

Analysen (ROHN):

	I.		II.	
	blau	braun	blau	braun
SiO ₂	0.45	0.20	0.23	0.15
Fe ₂ O ₃	3.77	3.92	3.66	3.93
Al ₂ O ₃	0.35	0.38	0.45	0.34
CaO	0.88	1.59	0.85	1.84
MgO	42.72	42.74	42.85	42.98
Glühverl.	51.60	51.10	51.82	50.52
Graphit	0.12	0.04	0.03	0.01
S	0.06	0.01	0.04	0.01

Magnesit aus Gips der Werfener Schichten von Landl im Ennstal. Analyse:

SiO ₂	1.57	CaO	3.73
FeO	5.83	MgO	3.73
Al ₂ O ₃	2.0	Glühverlust	47.14

C. HLAWATSCH, *Mineralogische Mitteilungen* (Ann. Nathist. Mus. Wien **45**, 287, 1931).

Apatit, Totenköpfchen, ob. Stubachtal, aus Bergleder. Lichtweingelb, $\omega_{\text{Na}} = 1.6494$, $\epsilon_{\text{Na}} = 1.6442$. Formen (1010), (0001), gelegentlich (10 $\bar{1}$ 1) und (11 $\bar{2}$ 1). Sp. Gew. = 3.157—3.160. Teilanalyse (E. DITTLER):

F	3.31	H ₂ O	0.71
Cl	0.37	CO ₂	0.57

S. KOZU, *Preliminary note on studies of Cancrinite from Korea* (Jap. Journ. Geol. Geogr. **9**, 1931/32. Abstrakts-Nr. 1—2.1; Journ. Jap. Ass. Miner. Petr. Econom. Geol. **5**, 1—14. 1931; **5**, 53—68, 1931).

Cancrinit aus Sodalithnephelinsyenit von Dôdô, Heikôgun, Kôgendô, Korea. $a:c = 1.04077$ aus Röntgenanalyse. Sp. Gew. 2.44. $\omega_{\text{Na}} = 1.5238$ $\epsilon_{\text{Na}} = 1.5015$. Zusammensetzung: $3(\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8) \cdot 2(\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O})$. Es wurden folgende fünf Komponenten angegeben:

40	$3\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{CaCO}_3$
45	$3\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
14	$3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{CaCO}_3$
0.4	$3\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
0.5	$3\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 3\text{CaSO}_4$

A. N. WINCHELL, *Ferrotremolite, Oxyhornblende und Turmalin* (Americ. Mineralogist **17**, 472, 1932).

Turmalin. Es werden neue Diagramme für spezifisches Gewicht, Licht- und Doppelbrechung für die Reihen Dravit—Schorlit (Schörl), Schorlit—Elbait, Dravit—Uvit gegeben. In einem weiteren Diagramm wird der Einfluß des Na—Ca-Verhältnisses auf die Serie Dravit—Schorlit—Elbait gezeigt.

ST. J. THUGUTT, *Sur l'épinatrolite, mineral composant l'hydronéphéline* (Archive de minéralogie de la société des sciences et des lettres de Varsovie, Vol. VIII, 141, 1932).

Epinatrolit bildet zusammen mit **Diaspor** oder **Hydrargillit**, das bisher **Hydro-nephelin** genannte Mineral. Die Doppelbrechung eines Epinatrolits von Schönitz bei Karlsbad wurde zu 0.0124 und 0.0132 bestimmt. Aus der Verwitterung von **Nephelin** geht ein Gemenge mit **Natrolith**, aus der Zersetzung von **Sodalith** ein solches mit Epinatrolit hervor.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the mineralogy of Western Australia. Series VI* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **17**, 137, 1930/31).

Drawit. Analysen: 1. Karagullen (MURRAY), 2. Swan View (SIMPSON), 3. Jarrahdale (ROWLEDGE), 4. Kelmscott (GRACE):

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	38.30	36.57	36.80	36.14
Al ₂ O ₃	36.99	35.01	37.14	29.98
Fe ₂ O ₃	Spur	Spur	0.18	?
FeO	0.22	1.12	1.80	10.50
MnO	0.01	0.01	Spur	Spur
MgO	8.90	11.40	8.33	6.78
CaO	—	0.37	0.11	1.16
Na ₂ O	1.88	1.39	1.60	—
K ₂ O	—	0.25	0.08	—
Li ₂ O	0.16	—	—	—
H ₂ O +	3.55	4.46	4.48	—
H ₂ O —	—	—	0.10	—
TiO ₂	0.15	0.36	0.18	0.52
B ₂ O ₃	10.38	9.78	9.63	—
F	0.07	n. best.	n. best.	—
	100.61	100.72	100.43	

MgO:FeO	737:10	177:10	83:10	11:10
Sp. Gew.	3.03	3.03	3.03	3.07
ω	1.634	1.635	1.636	1.658
ε	1.612	1.612	1.614	1.632

V. CAGLIOTI, *Ricerche sulla composizione chimica della Herschelite di Acicastello* (Rend. R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, Ser. 3, **34**, 1, 1927).

Herschelit aus Palagonittuff von Acicastello. Sp. Gew. = 2.060—2.061.

	I.	II.	Mittel
SiO ₂	44.70	44.76	44.73
Al ₂ O ₃	21.20	21.16	21.18
CaO	2.70	1.60	1.65
K ₂ O	4.48	4.59	4.53
Na ₂ O	8.00	8.08	8.04
H ₂ O	20.11	—	20.11
			100.24

Spuren von Fe (0.001 % Fe₂O₃).

Daraus: (Na,K,Ca) [(Si,Al)₃O₈] ca. 3H₂O.

F. C. PHILLIPPS, *Crystals of brookite tabular parallel to the basal plane* (Mineral. Mag. London **23**, 126, 1932).

Brookit aus Sandsteinen von Esk Valley, Whitby. Taflig nach (001). Deutlicher Pleochroismus mit rötlichbraun senkrecht zur Längsrichtung und mehr gelblichbraun in der Längsrichtung. Auslöschung gerade, Charakter der Längsrichtung negativ. Lichtbrechung > 2.4. Opt. Char. pos. α liegt in der Tafelebene, senkrecht zu deren Längsrichtung, γ liegt in derselben. $c = \beta$. $\beta - \alpha = 0.005$, $\gamma - \alpha =$ etwa 0.2. $\alpha =$ grünlich gelbbraun, $\beta =$ orangebraun, $\gamma =$ rotbraun. $\gamma > \beta > \alpha$.

W. T. SCHAALEER u. E. P. HENDERSON, *Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexico and Texas* (USA. Geol. Survey Washington Bull. **833**, 1932).

Carnallit aus dem Kalisalzgebiet SW.-Neumexiko. $\alpha = 1.465$, $\beta = 1.474$, $\gamma = 1.496$. Zwillingslamellierung, Winkel zwischen Zwillingslamellen und Auslöschungsrichtung 36°. Analyse (J. J. FAHEY):

K	14.07		
Mg	8.80	Übertrag	61.19
Na	Spur	H ₂ O	38.38
Cl	38.32	Unlös.	0.04
	61.19		99.61

H. HUEBER, *Über die Anwendung von Mikromethoden in der Mineralanalyse* (Cbl f. Min. A, 337, 1932).

Aragonit von Horschenz bei Bilin. Sp. Gew. $d_4^{20} = 2.9602$. Analyse: I. mikrochemisch, II. makrochemisch (H. SALZER).

I.			
CaO	55.12	CaCO ₃	98.37
S ₂ O	0.77	S ₂ CO ₃	1.29
MgO	0.23	MgCO ₃	0.50
FeO	0.10	FeCO ₃	0.16
CO ₂	43.98		
	100.20		100.32
II.			
Unlös.	0.08	CaCO ₃ + SrCO ₃	99.66
CaO + SrO	55.84	MgCO ₃	0.46
MgO	0.22	FeCO ₃	0.23
FeO	0.14		
CO ₂	43.13		
	100.13		100.35

Spektrographisch wurde Strontium nachgewiesen und auf 0.4—0.6% geschätzt. Barium war nicht nachweisbar.

FR. BUSCHENDORF, *Minerogenetische Trachtstudien an jugendlichen Barytbildungen* (Zeitschr. f. Krist. A, **81**, 39, 1932).

Baryt von Grube Silberbach bei Stolberg i. Harz. An Kristallen der ersten Generation, dünntafelig nach (001), $a:b:c = 0.8153:1:1.3138$. Zonenbau durch Anlagerungen in der Prismenzone. Analyse (EUSSELIN):

Ba	58.51		
Ca	0.08	Übertrag	99.41
Sr	Spur	SiO ₂	0.38
SO ₄	40.82	Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	0.23
	99.41		100.02

Die jüngere Generation zeigt flach linsenförmige Kristallflächen.

A. D. HOWARD, *Microcrystals of baryte from Barstow, California* (Americ. Mineralogist **17**, 120, 1932).

Baryt von Barstow. 2 V etwa 38°. Opt. Char. pos. Dispersion schwach, $\rho < v$. Formen (001) (110) (011) (102) (111).

G. KALB, *Die Bedeutung der Vizinalerscheinungen für die Kristallmessung* (Zeitschr. f. Krist. A, **81**, 342, 1932).

Baryt. Unter Berücksichtigung der Vizinalerscheinungen wird als Achsenverhältnis aufgestellt: $a:b:c = 0.8146:1:1.3130$.

S. KOCH, *Neuere Vorkommen von Barytkristallen bei Obuda und Kapnikbánya* (Ann. Mus. Nat. Hungariei **27**, 247, 1930/31).

Baryt von Remetehegy bei Óbuda. Formen (010) (001) (410) (320) (110) (102) (011) (111) (113).

Analysen: I. Óbuda, II. Kis-Svábhegy.

	I.	II.
BaO	64.18	61.43
SrO	0.32	2.23
CaO	0.13	0.18
Fe ₂ O ₃	—	0.07
SO ₃	34.59	33.49
SiO ₂	0.45	2.20
Unlös.	—	0.24
	99.67	99.84

Der Baryt von Kis-Svábhegy tritt in zwei Typen auf mit: 1. (001) (110), daneben (100) (104) (102) (111), 2. (001) (010) (110) (104) (102) (011) (111) (122).

E. S. SIMPSON, *Contributions to the mineralogy of Western Australia. Series VII* (Journ. of the Roy. Soc. of Western Australia **18**, 61, 1931/32).

Columbit von Jimperding S.W. Formen (100) (010) (001) (133) (021) (110) (530). Sp. Gew. = 6.29—6.33.

Analyse:	Ta ₂ O ₅	44.5
	Nb ₂ O ₅	38.0
	FeO	13.5
	MnO	4.0
		100.0

Tapiolith, ebendaher. Sp. Gew. 7.75.

E. KITTL, *Tantalita de Quines (Provincia de San Luis)* (Annal. Mus. Nac. hist. nat. Bernardino Rivadavia Buenos Aires **36**, 325, 1931).

Tantalit von Quines aus Pegmatit. Farbe schwarzgrau bis tiefschwarz. $H = 6.5$. Sp. Gew. 7.343. Kurzprismatisch mit (100) (010) (001) (210) (110) (103) und tafelig

nach (100) mit (010). Spaltrisse nach (100) und nach (010) mit Einlagerungen. Penetrationszwillinge vermutlich nach (023).

E. S. SIMPSON, *Contributions to the mineralogy of Western Australia. Series VI* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **17**, 137, 1930/31).

Andalusit aus Andalusit-Muscovitschiefer von Ninghanboun Hills, S.W. Division.

SiO ₂	36.06	Übertrag	98.47
Al ₂ O ₃	60.80	Ti ₂ O ₃	0.11
Fe ₂ O ₃	1.61	H ₂ O +	0.94
	98.47		99.52

$$\gamma = 1.643, \beta = 1.638, \alpha = 1.632.$$

E. S. SIMPSON, *The occurrence of Andalusite, Kyanite, Sillimanite and Staurolite in the Chittering Valley* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **18**, 1931/32).

Staurolith von Chittering Lake. $a : b : c = 0.4732 : 1 : 0.6832$.

SiO ₂	30.08	Übertrag	96.52
Al ₂ O ₃	49.94	CaO	0.38
Fe ₂ O ₃	1.56	Na ₂ O	0.14
FeO	12.98	K ₂ O	0.06
MnO	0.42	H ₂ O	1.92
MgO	1.54	TiO ₂	0.90
	96.52		99.92

Gruppe der rhombischen Pyroxene

H. WIESENEDER, *Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes* (Zeitschr. f. Krist. B (Tschermaks Mittlg.) **42**, 136, 1932).

Enstatit aus Enstatitfels vom Tannwaldgraben. Bis 3—4 cm lange Prismen, die in der Prismenzone idiomorph begrenzt sind. Verwachsungen mit monoklinem Pyroxen. Einschlüsse von tropfenförmigen Karbonaten (Dolomit oder Calcit). Gelblichgrün mit ausgesprochenem Perlmutterglanz. Spaltbarkeit nach (110) sehr deutlich. Trennungsebenen senkrecht c. Kein Pleochroismus. $\alpha = 1.67, \beta = 1.67, \gamma = 1.68$. $\gamma - \alpha$ zwischen 0.008 und 0.010. Opt. Char. pos. $2V = 71-76^\circ$. Sp. Gew. (PYKNO.) = 3.34.

Analyse:	SiO ₂	55.57	Übertrag	65.12
	TiO ₂	0.06	MgO	29.19
	Al ₂ O ₃	3.44	CaO	5.79
	Fe ₂ O ₃	1.38	Na ₂ O	—
	FeO	4.62	K ₂ O	—
	MnO	0.05	H ₂ O +	0.51
		65.12		100.61
			H ₂ O —	0.12

Überschuß von über 1 % SiO₂.

E. GRIP, *Über einen Enstatit aus dem Hochgebirge von Västerbotten* (Bull. Geol. Inst. Upsala **23**, 171, 1932).

Enstatit aus Olivingestein von Stora Alke. Einsprenglinge, oft einige Zentimeter lang. Analyse (G. K. ALMSTRÖM):

SiO ₂	56.16	Übertrag	66.01
Fe ₂ O ₃	1.97	MnO	0.44
FeO	7.88	MgO	33.82
	60.01		100.27

Daraus: RO : Fe₂O₃ : SiO₂ = 1 : 0.01 : 0.97. $\alpha = 1.665, \beta = 1.670, \gamma = 1.676$ (± 0.003 Inm. Meth.). $\gamma - \alpha = 0.0106, \gamma - \beta = 0.0059$ (Berek Komp.). Opt. Char. pos. $2V = 87^\circ \pm 1^\circ$ (Universaldrehtisch). Sp. Gew. 3.301.

C. BURRI u. H. HUBER, *Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin (Upper Burma)* (Schweizer Mineralog. Petr. Mittlg. **12**, 286, 1932).

Enstatit aus Basalten. Spaltbarkeit nach (110) und besser nach (010). Opt. Char. pos. $2V = 58$ im Kern bis $84-90^\circ$ in der Hülle. Dies entspricht 4—15 Mol % Hypersthen.

T. KROKSTRÖM, *The Breven Dolerite Dike* (Bull. geol. Inst. Upsala **23**, 243, 1932).

Orthopyroxen aus Dolerit von Lake Råvsjön. Schwacher Pleochroismus mit γ = farblos oder blaßgrün, β = schwach rötlich. Spaltbarkeit nach (001) (100) und (110). Opt. Char. neg. $2V = 61 \pm 2^\circ$. Daraus 43 % FeSiO_3 . Sp. Gew. 3.50.

Hypersthen aus feinkörnigem Olivindolerit des zentralen Bottorpegbietes. $\gamma - \alpha$ etwa 0.01. $2V = 71^\circ$. Opt. Char. neg.

A. VENDL, *Über die Pyroxenandesite des Cserhátgebirges (Ungarn)* (Zeitsch. f. Krist. B (Tscherma's Mittlg.) **42**, 491, 1932).

Hypersthen, Einsprenglinge aus Pyroxenandesiten des Cserhátgebirges. Prismatisch mit (100) (010), untergeordnet (110), vereinzelt (122). Zwillinge nach (011) gewöhnlich, seltener nach (023), sehr selten nach (043) Pleochroismus im Dünnschliff ziemlich deutlich α = lichtrötlichgelb, β = bräunlichgelb, γ = grün. Opt. Char. neg. $2V$ um $68-75^\circ$ entsprechend 30—35 % FeSiO_3 . Achsendispersion sehr deutlich $\rho > \nu$; $\gamma - \alpha$ um 0.012. Reich an Einschlüssen, meist Magnetit, seltener Glas oder Plagioklas. Parallelverwachsung mit Augit ist ziemlich verbreitet, wobei der Augit die äußere Hülle bildet, die Grenze ist oft regellos. Verwitterung zu **Bastit**, längs Spalt- und Querrissen beginnend, bis zur Erfüllung des Kristalls mit Faseraggregaten fortschreitend (s. d.). Es wird weiterhin auf die Einzelbeschreibungen bei den verschiedenen Vorkommen verwiesen.

K. SUGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sugami* (Jap. Journ. Geol. Geogr. **IX**, 87, 1931/32).

Hypersthen aus Plagioklas-Hypersthenfels von Hokizawa. Pleochroismus deutlich γ = lichtgrün, β = lichtgelblichgrün, α = lichteisblau. Achsenebene parallel (010). Opt. Char. neg. $\beta = 1.696$ (5). Daraus 2.4 % FeSiO_3 .

M. LUKA, *Petrographische Notizen aus der Umgegend von Mrežičko, Alšar und Rožden in Südserbien* (Bull. Soc. Sci. Skoplje **9**, 37).

Bronzit aus Lherzololith von Zajičarova Tuneba. $\alpha = 1.6564$, $\beta = 1.6604$, $\gamma = 1.6701$, $\gamma - \alpha = 0.0146$, $2V = 52^\circ 22'$.

Analyse:	SiO_2	49.53	Übertrag	63.26
	Al_2O_3	7.39	MgO	32.82
	Fe_2O_3	4.65	CaO	3.07
	FeO	1.69	H ₂ O	0.62
		63.26		99.77

A. VENDL, *Über die Pyroxenandesite des Cserhátgebirges (Ungarn)* (Zeitschr. f. Krist. B (Tscherma's Mittlg.) **42**, 491, 1932).

Bastit als Umwandlungsprodukt der Hyperstheneinsprenglinge der Pyroxenandesite des Cserhátgebirges (s. d.). Die Umwandlung beginnt auf Spalt- und Querrissen und führt zur Erfüllung des Kristalls mit Faseraggregaten. Diese Pseudomorphosen bilden eine bräunlichgrüne Substanz mit guter Spaltbarkeit nach (100). Pleochroismus schwach: α = sehr lichtgrün, β = lichtgrün, γ = bräunlichgrün. $2V$ klein, $20-25^\circ$. $a = \alpha$, $b = \beta$, $c = \gamma$. Auf Rissen oft sekundäre limonitische Eisen-erze. Seltener chloritische Substanzen, daneben Calcit und Limonit.

Rhombische Amphibole

E. S. SIMPSON, *Contributions to the mineralogy of Western Australia, Series VI* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **17**, 137, 1930/31).

Gedrit von Bullsbrook S.W. Division, aus Gabbropegmatit. Sp. Gew. 3.16.
 $\alpha = 1.643$, $\beta = 1.653$, $\gamma = 1.659$.

Analyse (D. G. MURRAY):

SiO ₃	45.38
Al ₂ O ₃	14.70
Fe ₂ O ₃	0.94
FeO	18.14
MnO	0.31
MgO	15.26
CaO	0.62
Na ₂ O	1.20
K ₂ O	0.19
H ₂ O —	0.23
H ₂ O +	2.77
	99.74

Daraus: Anthophyllit $H_2(Mg, Fe)_7Si_8O_{24} = 69.0$,

$H_2Mg_4Al_6Si_5O_{24} = 20.5$,

Glaukophan $H_2Na_2Mg_3Al_3Si_8O_{24} = 10.5$.

H. WIESENER, *Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes* (Zeitschr. f. Krist. B (Tscherma's Mittlg.) **42**, 136, 1932).

Anthophyllit aus Anthophyllit-Olivingesteinen vom Tannwaldgraben. Quergegliederte Säulchen. Gute Spaltbarkeit nach dem Prisma. $\gamma - \alpha = 0.014$. Opt. Char. neg.

Analyse:	SiO ₂	52.44
	TiO ₂	—
	Al ₂ O ₃	2.62
	FeO	5.71
	MgO	35.83
	CaO	0.43
	H ₂ O +	2.74
		99.77
	H ₂ O —	0.61

MnO und Alkalien konnten wegen Materialmangels nicht nachgeprüft werden; das Gesamteisen ist aus dem gleichen Grunde als FeO angegeben. Es besteht ein SiO₂-Mangel.

K. SUGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sugami* (Jap. Journ. Geol. Geogr. **IX**, 87, 1931/32).

Anthophyllit aus Anthophyllit-Labradorlinsen im Anthophyllitplagioklasfels von Hokizawa lichtbraune Lagen bildend. Pleochroismus schwach. γ (parallel c) = β (parallel b) = lichtsepiabrun, α (parallel a) = blaßgrünlichbraun. $\gamma = \beta > \alpha$. Opt. Char. pos. $2V = 80-90^\circ$, $\gamma = 1.661$, $n_1 = 1.647$ auf (110).

R. STAPPENBECK, *Über den Anthophyllitasbest bei Morogoro in Deutsch-Ostafrika* (Zeitschr. f. prakt. Geol. **40**, 49, 1932).

Anthophyllit-Asbest. Analysen:

1. Völlig frisch vom Berg Mkundi,
2. Eisenschüssig und verwittert, ebendaher.
3. Wirrfaserig vom Berg Msemba.
4. Faserig von Farm Korea, Zoutpansbergbezirk, Transvaal.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	44.86	51.24	58.03	52.05
TiO ₂	Spur	Spur	—	Spur
Al ₂ O ₃	2.39	3.76	—	0.45
Fe ₂ O ₃	7.67	7.14	4.87	0.65
FeO	5.31	6.43	5.95	4.30
CaO	—	Spur	—	3.85
MgO	30.51	28.05	28.57	29.50
K ₂ O	0.20	0.22	0.19	1.15
Na ₂ O	1.00	1.48	1.12	Spur
H ₂ O — 110°	0.19	0.21	0.17	0.40
H ₂ O + 110°	1.32	1.57	1.20	2.40
CO ₂	6.57	—	—	5.50
S	Spur	Spur	—	—
Mn	Spur	—	—	—
C (Graphit)	0.09	0.12	—	—
	100.15	100.22	100.12	100.25

A. ORLOV, *Zur Kenntnis der Ca-armen Amphibole. Mn-reicher Ferroanthophyllit von Jakobený (Bukowina)* (Cbl. f. Min. **1932**, 269).

Ferroanthophyllit aus Mangangruben von Ursita bei Jakobený. Lichtbraun-graue Fasern, die einzelnen Fasern fast farblos. $\gamma = 1.708$, α etwa = 1.675. Sp. Gew. = 3.48.

Analyse:	SiO ₂	45.87		
	TiO ₂	Spur	Übertrag	94.53
	Al ₂ O ₃	2.34	MgO	1.37
	Fe ₂ O ₃	6.32	CaO	2.31
	FeO	29.34	H ₂ O +	1.86
	MnO	10.66	H ₂ O —	0.30
		94.53		100.37

Dieser Anthophyllit ist der an (FeMn)SiO₃ reichste der bisher analysierten. H₂O gehört zur Konstitution und vertritt wahrscheinlich R'O. Es wird außer R'SiO₃ die Anwesenheit von Molekülen vom Typ AlAlO₃ (Winchell) vermutet.

Für die **Anthophyllitgruppe** (24 Ca-arme Amphibole, Tabelle mit Zusammensetzungen und Konstanten) wird festgestellt, daß der Einfluß des Mangans einen mehr komplizierten Charakter hat als die bloße Erniedrigung des Brechungsindizes. Die 24 Analysen zerlegen sich in einem Lichtbrechungsdiagramm in die drei Gruppen: Mn-Cummingtonit-(Dannemorit-)reihe; Cummingtonitreihe; Anthophyllitreihe.

Olivingruppe

F. ZAMBONINI u. G. GAROBBI, *Contributo allo studio dei minerali vesuviani. Ricerche sulla forsterite e sullo spinello* (Boll. Soc. dei Naturalisti Napoli **41**, 1930).

Forsterit vom Monte Somma. Farblos.

Analyse:	SiO ₂	40.17	Übertrag	99.383
	Al ₂ O ₃	3.71	MnO	0.29
	Fe ₂ O ₃	1.00	NiO	0.005
	Sb ₂ O ₃	0.013	CoO	0.005
	MgO	49.27	CuO	0.006
	CaO	2.63	SnO	0.006
	FeO	2.59	H ₂ O + 100°	0.27
		99.383		99.965

C. BURRI u. H. HUBER, *Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes von Lower Chindwin (Upper Burma)* (Schweizer Mineralog. Petr. Mittlg. **12**, 286, 1932).

Olivin aus Olivin-Pyroxenandesiten. $\gamma - \alpha = 0.035_0$, $\gamma - \beta = 0.018_1$, $\beta - \alpha = 0.017_8$. $2V = 89\frac{1}{2}^\circ$. Es wurden Achsenwinkel zwischen 86 und 94 gemessen. Opt. Char. pos. Daraus Fo 88, Fa 12.

Olivin aus Basalten. Taflig nach (010) mit (110) (021), seltener (100) und (101). Schlechte Spaltbarkeit nach (010) und (100). Zwillinge nach (031). Immersionsmethode: $\gamma = 1.691 \pm 0.001$, $\beta = 1.673 \pm 0.001$, daraus $\gamma - \beta = 0.018 \pm 0.002$. Berekomp.: $\gamma - \alpha = 0.032_1$, $\gamma - \beta = 0.016_2$, $\beta - \alpha = 0.015_0$. $2V = 89^\circ$. α berechnet $= 1.659 \pm 0.001$. Opt. Char. pos. Daraus Fo 88, Fa 12.

Olivin aus Olivin-Plagioklasbasalt, Twinywa-Krater, Lower Chindwin River. Analyse (J. JAKOB):

SiO ₂	39.50	Übertrag	52.77
FeO	13.18	MgO	47.22
MnO	0.09	H ₂ O —	0.16
	52.77		100.15
Daraus:	Mg ₂ SiO ₄	89.0 Mol-%	
	Fe ₂ SiO ₄	10.9 "	
	Mn ₂ SiO ₄	0.1 "	

$\alpha = 1.659$, $\beta = 1.673$, $\gamma = 1.691 \pm 0.001$. $2V = 89^\circ$. Opt. Char. pos.

T. KROKSTRÖM, *The Breven Dolerite Dike* (Bull. geol. Inst. Upsala **23**, 243, 1932).

Olivin aus Dolerit von Lake Rävsjön. Körner bis 4 mm Größe. $\alpha = 1.696 \pm 0.001$, $\beta = 1.721 \pm 0.001$. Daraus 32 % Fayalit. Achsenwinkel. $2V$: Kortorp 81° , Berget 82° , Krustorp 84° . Opt. Char. neg. Sp. Gew. 3.55.

Olivin aus Olivindolerit des Bottorpegebietes. $2V = 90^\circ$, daraus 12 % Fayalit. Umwandlung in Serpentin und Iddingsit und Hornblende + Talk.

Olivin aus feinkörnigen Olivindolerit des zentralen Bottorpegebietes. $2V = 86^\circ \pm 1^\circ$ (Mittel aus 5 Bestimmungen). Opt. Char. neg. Daraus 20 % Fayalit.

M. LUKA, *Petrographische Notizen aus der Umgegend von Mrežičko, Alšar und Rožden in Südserbien* (Bull. Soc. Sci. Skopje **9**, 37).

Olivin aus Lherzolit von Zajicarova Tuneba. $\alpha = 1.6598$, $\beta = 1.6793$, $\gamma = 1.6951$, $\gamma - \alpha = 0.0414$. $2V = 90^\circ$.

K. SCHOKLITSCH, *Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte* (Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. **63** A, 319, 1932).

Olivin. Als eine Umwandlungserscheinung des Olivins basaltischer Gesteine aus dem Hochstradner und Klöcher Gebiet wird das „Rote Mineral“ (SIGMUND, MICHEL LEVY) beschrieben. Farbe braunrot, doppelbrechend meist nicht pleochroitisch. Die Substanz dringt faserförmig in den Olivin ein. Die Fasern liegen auf (100) (010) und (001). Ihre Lichtbrechung ist geringer als Olivin und Angit, größer als Canadabalsam. Die Doppelbrechung ist ungefähr die des Muskovits. Glühversuche beweisen die Annahme, daß es sich um eine Umwandlung von Ferro- in Ferrieisen des Olivins handelt. Der natürliche Vorgang wird in die Phase der Gesteinsverfestigung verlegt und die Oxydation auf Dissoziation von CO₂ zurückgeführt, vielleicht kommen auch Wasserdämpfe mit in Frage.

A. VENDE, *Über die Pyroxenandesite des Cserhátgebirges (Ungarn)* (Zeitschr. f. Krist. B [Tschermaks Mittlg.] **42**, 491, 1932).

Olivin aus Pyroxenandesiten des Cserhátgebirges. Formen (110) (021) (100). Korrosion verbreitet. $2V$ um $\pm 90^\circ$, danach FeO-Gehalt etwa 10–15 %. Farbe lichtfläschengrün. An seltenen rötlich gefärbten Kristallen beobachtet man einen Pleochroismus mit $\alpha = \beta = \text{rot}$, $\gamma = \text{lichtrot}$. Im Dünnschliff kein Pleochroismus. Es wird weiterhin auf die Einzelbeschreibungen bei den verschiedenen Vorkommen verwiesen.

H. HUEBER, *Über die Anwendung von Mikromethoden in der Mineralanalyse* (Cbl. f. Min. A, 1932, 337).

Fayalit aus Lithophysen des Obsidians von Ingo County, Kalifornien. Farbe grünschwarz. Analyse (Mikromethoden):

SiO ₂	29.34
FeO	70.13
MnO	0.42
MgO	0.03
	99.92

Daraus: 99.46 Fe₂SiO₄; 0.60 Mn₂SiO₄; 0.07 Mg₂SiO₄. Es fehlen 0.13% SiO₂.
C. S. ROSS u. P. F. KERR, *The manganese minerals of a vein near Bald Knob, North Carolina* (Amer. Mineralogist 17, 1, 1932).

Tephroit von Bald Knob. Körner von 0.5 mm Durchmesser, farblos bis schwach grau. Im Dünnschliff farblos. Keine Spaltbarkeit, keine Zwillingsbildung. $\alpha = 1.785$, $\beta = 1.803$, $\gamma = 1.820$, $\gamma - \alpha = 0.035$. $2V = 72^\circ$, $\rho > v$. Opt. Char. neg. Sp. Gew. 4.082. Härte 6. Analyse (E. V. SHANNON) eines mit Karbonaten verunreinigten Materials:

SiO ₂	25.94		
TiO ₂	—	Übertrag	90.26
Al ₂ O ₃	0.32	MgO	1.58
Fe ₂ O ₃	—	CaO	4.84
FeO	3.02	CO ₂	3.75
MnO	60.98	H ₂ O	0.34
	90.26		100.77

Nach Abrechnung der Karbonate:

SiO ₂	28.24	Übertrag	31.86
Al ₂ O ₃	0.35	MnO	66.42
FeO	3.27	MgO	1.72
	31.86		100.00

Dies entspricht der Formel 2MnO·SiO₂.

Calcit—Rhodochrosit von Bald Knob.

Analyse: MnCO ₃	42.17	Übertrag	100.19
CaCO ₃	56.31	FeCO ₃	0.08
MgCO ₃	1.71	Unlös.	0.25
	100.19		100.52

W. L. C. GREER, *Mix-Crystals of Ca₂SiO₄ and Mn₂SiO₄* (Amer. Mineralogist 1932, 135).

Tephroit und **Glaucocroït**. Die optischen Verhältnisse synthetischer Glieder des Systems Ca₂SiO₄ und Mn₂SiO₄ scheinen zu zeigen, daß eine Mischbarkeit in allen Verhältnissen besteht. Die optischen Daten dieser Synthesen werden in einer Tabelle gegeben, ein Diagramm zeigt die Abhängigkeit der Lichtbrechung und des Achsenwinkels von der Zusammensetzung. Aus Röntgenaufnahmen ergibt sich, daß Ca das Mn bis 50% ersetzen kann, ein weiterer Ersatz ist angedeutet, aber nicht bewiesen. Es scheint als ob die Ca-reichen Glieder in zwei Formen kristallisierten.

G. D. OSBORNE, *On the occurrence of Custerite and Monticellite in metamorphosed limestone from the Carlingford District, Co. Louth, Ireland* (Geol. Magaz. London 69, 61, 1932).

Monticellit aus Kalkkontakt von Carlingford und Barnavave. $\alpha = 1.652$, $\gamma = 1.669$, $\gamma - \alpha = 0.017$. Opt. Char. neg. $2V$ groß.

F. LOEWINSON-LESSING, *Les Gabbro-diabases à Hortonolite de la formation trapéenne de Sibérie* (Comptes rendus Seances Akad. Sci. Paris 194, 1751, 1932).

Hortonolith aus Gabbro-Diabas von Angara, Touloun, Nijné-Oudinsk und Oukovskoje. Farbe braungrün im Dünnschliff. $2V = 72-74^\circ$. Opt. Char. neg. $\beta = 1.769 \pm 0.005$, $\gamma - \alpha = 0.36$. Fe₂SiO₄ : Mg₂SiO₄ = 55 : 45.

B. GOSSNER u. CH. REICHEL, *Über das Kristallgitter einiger sog. Orthosilikate* (Cbl. f. Min. 1932, 225).

Lievrit. Aus Strukturuntersuchungen. $a = 8.82$, $b = 13.07$, $c = 5.86$.

A. SCHIENER, *Lievrit von Seriphos* (Zeitschr. f. Krist. B [Tschermaks Mittg.] 42, 70, 1932).

Lievrit von Seriphos, Kykladen. Nach der c-Achse gestreckt. $a:b:c = 0.6690$ $1:0.4452$. Geringer MnO-Gehalt = 0.27 % und verhältnismäßig hoher Al_2O_3 -Gehalt = 1.75 %. Achsenebene parallel (010). $c = \gamma$. Opt. Char. pos. Pleochroismus bei 0.01 mm Dünnschlicke: a = lichtgelbbraun, b = dunkelbraun, c = vollständige Absorption.

A. BRAMMALL u. H. HARWOOD, *The Dartmoor Granites: Their genetic relations* (Quarterly Journ. Geol. Soc. London 88, 171, 1932).

Cordierit aus Granat—Cordierit—Biotitgranit. $2V = 62.5^\circ \pm 0.5^\circ$.

Analysen, I. eines zersetzten Cordierits.

	I.	II.	
		a	b
SiO ₂	49.08	47.68	47.09
Al ₂ O ₃	26.19	29.74	30.67
Fe ₂ O ₃	1.53	2.03	2.09
FeO	9.10	12.78	13.19
MgO	3.31	4.65	4.82
CaO	0.63	0.86	—
Na ₂ O	2.41	—	—
K ₂ O	2.93	—	—
H ₂ O +	3.97	1.41	1.41
H ₂ O —	0.97	—	—
TiO ₂	0.10	0.11	0.12
MnO	0.53	0.69	0.72
BaO	Spur	—	—
	100.75	99.95	100.01

Die Analyse I. entspricht einem Gemenge von Cordierit, Muskovit (s. d.) und einem geringen Betrag eines wasserhaltigen Alkalisilikates. II. ist der daraus errechnete Cordierit.

B. GOSSNER u. E. ILG, *Beitrag zur Mineralogie des Bayrischen Waldes und zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der Reihe Almandin—Spessartin und von Cordierit* (Cbl. f. Min. 1932, 1).

Cordierit von der Schmelz bei Lam aus der Kieslagerstätte. Sp. Gew. = 2.615.

Analyse:	I.	II.	Mittel
SiO ₂	49.31	48.99	49.15
Al ₂ O ₃	34.84	34.36	34.60
Fe ₂ O ₃	1.22	1.58	1.40
MgO	7.60	7.77	7.68
FeO	4.32	4.17	4.25
MnO	0.90	0.98	0.94
CaO	0.40	0.71	0.55
H ₂ O	2.16	2.15	2.15

100.72

Daraus: $Si_5Al_4Mg_2O_{18}$ unter Unterbringung eines kleinen Al_2O_3 -Überschusses als Vertretung von $Al_2 = SiMg$ und $SiO_2 = AlO_2H$.

B. GOSSNER u. E. REINDL, *Über die chemische Zusammensetzung von Cordierit und Pollucit* (Cbl. f. Min. 1932 A, 330).

Cordierit von Langdorf bei Bodenmais. Glasartige bläuliche Bruchstücke. Sp. Gew. = 2.620. Analyse:

	I.	II.	Mittel
SiO ₂	48.79	48.91	48.85
Al ₂ O ₃	32.72	32.33	32.52
Fe ₂ O ₃	2.98	2.90	2.94
FeO	5.16	5.39	5.28
MnO	0.30	0.08	0.28
MgO	8.42	8.58	8.50
CaO	0.54	0.31	0.43
H ₂ O	1.82	—	1.82
			100.62

Daraus: Si₅Al₄[Mg_{1.8}(H₂)_{0.2}]O₁₈, wobei angenommen ist, daß für zu wenig MgO eine entsprechende Menge Wasserstoff eintritt. Es bleibt ein Rest von 0.37 Molekülen Wasser.

Cordierit von Goaini Kondes, SW.-Afrika. Blaßblau, glasartig. Analyse:

	I.	II.	Mittel
SiO ₂	48.23	47.95	48.09
Al ₂ O ₃	31.08	30.65	30.87
Fe ₂ O ₃	2.57	2.68	2.63
FeO	6.93	7.22	7.08
MnO	1.23	1.21	1.22
MgO	7.67	7.96	7.82
CaO	0.56	0.63	0.60
H ₂ O	2.40	2.22	2.31
			100.62

Daraus: Si₅Al₄Mg₂O₁₈·0.8H₂O. Sp. Gew. = 2.636.

Cordierit aus dem Gebiet des Laacher Sees. Tiefblau, glasartig. Einschlüsse von Biotit. Nach Trennung sp. Gew. = 2.668. Analyse:

SiO ₂	48.32		
Al ₂ O ₃	22.13	Übertrag	84.59
Fe ₂ O ₃	3.88	MgO	9.10
FeO	9.58	CaO	4.95
MnO	0.68	(Glühverlust) H ₂ O	1.54
	84.59		100.18

M. LUKA, *Petrographische Notizen aus der Umgegend von Mrežičko, Alšar und Rožden in Südserbien* (Bull. Soc. Sci. Skoplje 9, 37).

Zoisit (α) aus Zoisitgneis von Mrežičko. In der Richtung der c-Achse verlängert. $b = \beta$, $c = \alpha$, $a = \gamma'$, parallel $\alpha =$ gelblichbraun, senkrecht $\gamma =$ hellgelb. $\alpha = 1.6969$, $\gamma = 1.7090$. $\gamma - \alpha = 0.013$.

J. IRVING, M. VONSEN u. F. A. GONYER, *Pumpellyite from California* (American Mineralogist 17, 338, 1932).

Pumpellyit von Petaluma, Californien, aus Glaukophanschiefern. Zwei Varietäten.

I. Dunkelgrün aus Glaukophanschiefern von Mill Creek, Adern zusammen mit Lawsonit bildend.

II. Braun, faserig, in Aggregaten im Glaukophanschiefer selbst auftretend, bei Skaggs.

I. $\alpha = 1.679 \pm 0.003$, $\beta = 1.680$, $\gamma = 1.692$. Opt. Char. pos. Dispersion stark, $q < v$, $2V = 40^\circ \pm 2^\circ$, $b = \beta$, $\alpha : a = 12^\circ$. $\alpha =$ farblos, $\beta =$ blaßgrün, $\gamma =$ farblos. Fasern nach b bildend. Zwillinge nach (001), Verwachsungsebene (001). Spaltbarkeit unvollkommen nach der Basis. Sp. Gew. 3.18.

II. $\alpha = 1.677 \pm 0.003$, $\beta = 1.678$, $\gamma = 1.690$. Opt. Char. pos. Dispersion stark, $q < v$, $2V = 38^\circ \pm 2^\circ$. $b = \beta$, $a : \alpha = 12^\circ$. $\alpha =$ farblos, $\beta =$ bräunlichgelb, $\gamma =$ farblos.

Fasern nach b. Zwillinge nach (001) mit (001) als Verwachsungsebene. Spaltbarkeit nach der Basis, unvollkommen.

Analysen (F. A. GONYER):

	I.	II.		I.	II.
SiO ₃	38.01	37.63			
TiO ₂	0.21	0.41	Übertrag	70.09	70.93
Al ₂ O ₃	25.88	27.14	CaO	22.70	21.49
Fe ₂ O ₃	1.11	—	Na ₂ O	0.46	0.46
FeO	2.90	3.25	K ₂ O		0.08
MnO	0.17	1.03	H ₂ O +	6.46	7.27
MgO	1.81	1.47	H ₂ O —		0.12
	70.09	70.93		99.71	100.35

Daraus die Formel: Ca₄R₆Si₆O₂₃(OH)₃·H₂O worin R = (Al:Mg + Fe) = 5:1. Das Mineral wird als ein **Zoisit** angesehen, in dem MgH das Al vertritt und zwei Moleküle H₂O zugefügt sind.

V. LEINZ, *Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten und Graniten* (Zeitschr. f. Krist. B [Tschermaks Mittg.] **42**, 81 1932).

Prehnit aus Diorit vom Bug als Umwandlungsprodukte des Plagioklas und auf Rissen und Gängchen des Gesteins. $\alpha = 1.617$, $\beta = 1.626$, $\gamma = 1.650$, $\gamma - \alpha = 0.033$. Sp. Gew. 2.86. Im Schliff farblos, opt. pos. Interferenzfarbe lila bis lederbraun.

E. WIMAN, *Studies of some Archaean rocks in the neighbourhood of Upsala, Sweden, and of their geological position* (Bull. geol. Inst. Upsala **23**, 1, 1932).

Prehnit aus Klüften im Upsalagranit. Farbe weiß. Opt. Char. pos. $\rho > v$, Dispersion stark, $\alpha = 1.630$. Deutliche Spaltbarkeit nach (001) nahezu senkrecht zu γ . Sp. Gew. = 2.91.

R. STAPPENBECK, *Die Magnesitlagerstätten von Vrutei in Westserbien* (Zs. prakt. Geol. **39**, 81, 1931).

I. **Serpentin** von Krnda; II. **Meerschaum** ebendaher.

	I.	II.		I.	II.
Glühverlust	7.56	15.12	Übertrag	85.29	70.58
SiO ₂	75.08	54.16	CaO	1.00	2.25
Fe ₂ O ₃	2.43	1.24	MgO	11.84	25.76
Al ₂ O ₃	0.22	0.06	Alkali	1.85	1.40
	85.29	70.58		99.98	99.99

J. SOKOLOV, *The Corundum Plagioklasites of Kaslinskaia Datcha in the Ural* (Transact. geol. and prosp. Service of USSR. Leningrad **56**, 1, 1931).

Sungulit, dünne Gänge in Serpentin von Sungul, Ural. Dichte weiße Massen von der Härte 1—3. Glanz leicht seidig. U. d. M. farblose bis grüne Körner. Opt. einachs. neg. Vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis. Mittlere Lichtbrechung 1.545.

Analyse (berechnet aus der Analyse unreinen Materials und dem Mengenverhältnis der Komponenten):

SiO ₂	43.17	Übertrag	86.24
Al ₂ O ₃	3.26	K ₂ O	0.58
Fe ₂ O ₃	1.89	Na ₂ O	0.41
CaO	—	CO ₂	0.65
MgO	37.92	H ₂ O	12.12
	86.24		100.00

M. H. HEY, *Studies on the zeolites. Part III. Natrolite and metanatrolite* (Mineral. Mag. London **23**, 243, 1932).

Natrolith. Neue Analysen:

1. Puy de Marmant, Puy de Dôme, Frankreich.
2. Salesl, Leitmeritz, Böhmen.
3. Moore, Trenton, New Jersey.
4. Benallt Mine Rhiw Carnavonshire.
5. Cap Blomidon, Kings Co, Nova Scotia.
6. De Beers Mine, Kimberley.
7. Seiser Alp, Bozen, Tirol.
8. Snake Hill, Nord Bergen, New Jersey.
9. Neubauerberg, Mickenhan, Böhmisches Leipa.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂	47.60	47.38	46.52	47.33	47.15	47.29	46.96	47.22	47.1
Al ₂ O ₃	27.40	27.63	26.29	27.67	27.39	27.56	27.12	26.94	27.8
Na ₂ O	15.36	14.96	10.56	14.74	15.27	14.63	12.48	14.45	15.9
K ₂ O	0.23	0.41	0.46	0.50	0.50	0.59	1.25	1.27	—
CaO	0.13	0.54	3.14	0.22	0.30	0.80	1.89	1.05	1.3
H ₂ O	9.47	9.58	9.63	9.64	9.53	9.40	10.80	9.28	9.35
Summe	100.19	100.50	100.51*	100.10	100.14	100.27	100.50	100.21	100.4
Sp. Gew.	2.245	2.245	2.238	2.248	2.250	2.249	2.238	2.245	—

* Einschl. 3.91% CaCO₃.

Natrolith hat nach diesen Analysen und Röntgenuntersuchungen ein konstantes SiAl-Verhältnis. Die Formel der Einheitszelle ist Na₁₆Al₁₆Si₂₄O₈₀·16H₂O. Ein Ersatz Na₂→Ca kann bis zu 4 Atomen in der Einheitszelle und Na→K bis zu 2 Atomen stattfinden. Nach den Röntgenuntersuchungen ist das Mineral monoklin mit rhombischer Pseudosymmetrie.

Optische Daten: Dispersionstabellen und Achsenwinkel (S. 259—260) des Materials von Benallt Anal 4, Puy de Marmant Anal 1, Cape Blomidon Anal 5, Salesl Anal 2, Kimberley Anal 6, Snake Hill Anal 8 für den Wellenlängenbereich 4047—7682 Å. Daraus die Werte für Na ($n \pm 0.001$).

	α	β	γ	2V	2E
Benallt	1.4789	1.4822	1.4911	63°3'	101°36'
Puy de Marmant	1.4799		1.4918	59°37'	
Cape Blomidon	1.4800		1.4901	61°44'	
Salesl	1.4806		1.4919		
Kimberley				64°0'	
Snake Hill				60° ± 1°	

Die Dispersion der Lichtbrechung und des Achsenwinkels des Materials von Benallt werden in zwei Diagrammen dargestellt. Eine weitere Tabelle gibt die Dispersion von $\beta - \alpha$, gemessen, des Materials von Benallt.

Zunahme des Kalkgehaltes vermindert die Lichtbrechung, Natron hat wenig Einfluß.

Der Achsenwinkel hat ein Maximum seiner Dispersionskurve bei $\lambda = 5150$, bei dieser Wellenlänge ändert sich also der Sinn der Dispersion.

Metanatrolith. $\alpha = 1.483$, $\beta = 1.485$, $\gamma = 1.494$. Opt. Char. pos. γ parallel der Längsrichtung. $2E = 100^\circ$.

M. H. HEY, *Studies on the zeolites. Part II. Thomsonite including Faroeite and Gonnardite* (Mineral. Mag. London **23**, 51, 1932).

Thomsonit und Faroeolith.

Neue Analysen und optische Bestimmungen.

1. Table Mtn., Colorado.
2. Nolsoe, Faeroe Islands.

3. Goble, Columbia Co., Oregon.
4. Nolsoe, Faeroe Islands.
5. Schieferberg, Salesle, Böhmen.
6. Haunenstein, Leitmeritz, Böhmen.
7. Table Mtn., Colorado.
8. Carnmoney Hill, Ballyduff, Co Antrim.
9. Ritina-Thal, Leitmeritz, Böhmen.
10. Burgers Quarry, West Paterson, New Jersey.
11. Seisser Alpe, Bozen, Tirol.
12. Kaaden, Böhmen.
13. Monte Catini, Val de Cecina, Toskana.
14. Monte Somma, Vesuv.
15. Old Kilpatrick, Dumbartonshire.
16. Dulce Quarry, Marienberg, Aussig, Böhmen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO ₂	40.3	41.20	41.44	40.57	40.39	39.87	40.73	39.91
Al ₂ O ₃	28.5	29.47	29.52	29.08	29.39	28.98	29.93	29.91
CaO	11.2	11.87	13.02	11.85	7.09	9.70	12.17	12.29
Na ₂ O	5.7	4.70	2.93	3.40	10.54	6.50	4.66	4.83
K ₂ O	nichts	0.27	nichts	nichts	nichts	nichts	nichts	0.02
H ₂ O	14.1	12.74	13.89	14.33	12.39	14.28	12.55	13.40
Summe	99.8	100.25	100.80	99.23	99.80	99.33	100.04	100.36

Sp. Gew.	2.326	2.328	2.310	2.327	2.314	2.29*	2.11*	2.26*
α	1.511	1.518	1.518	1.518	1.523	1.518	1.517	1.520
β	1.513	1.520	1.522	1.520	1.525	1.520	1.520	1.522
γ	1.518	1.529	1.528	1.528	1.537	1.528	1.527	1.528
2 V	75° ± 10	66° ± 3	—	—	—	—	60° ±	—
$\alpha + \beta + \gamma$ 3	1.514	1.522	1.523	1.522	1.528	1.522	1.521	1.523

	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
SiO ₂	40.23	39.01	39.14	38.00	37.40	38.69	37.17	37.11
Al ₂ O ₃	30.19	29.94	30.35	31.03	30.73	31.91	31.93	31.76
CaO	10.25	12.71	12.17	13.92	14.32	14.06	13.98	14.04
Na ₂ O	6.67	4.80	4.88	4.73	3.33	3.82	4.00	3.59
K ₂ O	nichts	nichts	nichts	nichts	nichts	nichts	Spur	nichts
H ₂ O	12.42	13.24	13.20	13.10	13.53	12.83	13.35	13.80
Summe	99.76	99.70	99.74	100.78	99.31	101.31	100.43	100.30
Sp. Gew.	2.308	2.366	2.353	2.373	2.322	2.352	2.373	2.364
α	1.517	1.529	1.523	1.526	1.523	1.523	1.529	1.528
β	1.519	1.531	1.525	1.528	1.525	1.526	1.531	1.531
γ	1.526	1.544	1.532	1.540	1.532	1.539	1.542	1.545
2 V	60° ±	59° ± 2	60° 6'	50° ±	47½° ±	56° ± 1	51° 39'	54° ± 2
$\alpha + \beta + \gamma$ 3	1.521	1.535	1.527	1.531	1.527	1.529	1.534	1.535

* Wahrscheinlich zu niedrig.

Die Analysen und spezifischen Gewichte aus der Literatur werden in einer weiteren Tabelle (S. 58—65 des Originals) zusammengestellt.

Weitere neue optische Daten an Thomsoniten (ohne Analysen):

	α	β	γ	Sp. Gew.
Faeroe Islands				
Hestö	1.518	1.520	1.525	—
Eide Osterö	1.521	1.523	1.530	—
Dalsnypen Sandö	1.523	1.525	1.530	2.27
Nolsö	1.521	1.524	1.528	2.17
Nolsö	1.521	1.523	1.528	2.28
Norwegen				
Läven (= Lamö)	1.526	1.528	1.536	—
Deutschland				
Oberstein, Oldenburg	1.528	1.531	—	—
Irland				
Co Antrim „Sconlerite“	1.514	—	—	2.10
Co Antrim „Antrimolite“	1.522	1.524	—	—
Collinward, Belfast	1.514	1.516	1.520?	—
Schottland				
Old Kilpatrick („Gibsonite“)	1.527	1.529	1.535	—
Hartfield Moss, Renfrewshire („Gibsonite“)	1.524	1.526	1.532	—
Isle of Skye	1.523	1.526	1.533	—
Isle of Skye	1.521	1.524	1.528	—
Storr Mt., Isle of Skye	1.518	1.520	1.526	—
Frankreich				
Chaux de Bugonne, Gignat, Puy-de-Dôme	1.514	1.516	1.525	—
Italien				
Cyclopeninseln, Sicilien	1.522	1.524	1.535	—
Böhmen				
Neubauerberg, Böhmisches Leipa	1.521	1.523	1.529	2.28
Steinberg, Schlössel, Hammer-Unterviesental	1.522	1.524	1.530	—
Böhmisches Leipa	1.523	1.525	1.528	2.25
Jakobs Bergel, Rübendörfel, Leitmeritz	1.524	1.526	1.533	—
Maliks Quarry, Radobil, Leitmeritz	1.526	1.529	1.541	—
Kamnitz 2 V etwa 60°	1.526	1.530	1.540	2.360
Wostray Hill Schreckenstein	1.528	1.530	1.540	—
Eulenberg, Schüttmitz	1.529	1.532	1.542	—
Indien				
Sirur, Ahmadvagardistrikt, Bombay	—	1.525	—	—
Japan				
Nord Rhodesien, Maze, Echigo	—	1.521	1.525	—
Palm Grove, Viktoria Falls	—	—	1.518	—
Canada				
Amethyst Cove, Nova Scotia	1.521	1.523	1.527	2.27
Johnson Asbestos Mine, Thetford mines, Quebec.	1.520	1.523	1.532	—
Bagot, Ontario „Bagotite“	—	1.525	—	—
U.S.A.				
Franklin Furnace, New Jersey	—	—	1.541	—
Grand Marais, Lake superior, Green „Lintonite“	—	1.525	—	—
Australien				
Flinders, Melbourne	—	1.526	—	—
Oceanic Islands				
Kerguelen Island	1.516	1.518	1.524	—

Die Daten aus der Literatur sind in einer weiteren Tabelle S. 82 84 zusammengestellt.

Ein Diagramm (S. 79) zeigt die Abhängigkeit der Lichtbrechung $\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3}$ vom Gehalt an Aluminiumatomen in der Einheitszelle. Sie steigt mit dem Al-Gehalt. Das Verhältnis Ca:Na hat wenig Einfluß darauf, solange es nicht extrem ist. Ein weiteres Diagramm (S. 85) zeigt den Zusammenhang zwischen der Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ und $\beta - \alpha$ und den Al-Gehalt der Einheitszelle; bei etwa 17.3 Al überschneiden sich die beiden Kurven, was einen Wechsel des optischen Charakters und der Lage der Achsenebene bedeutet. Ein Diagramm auf S. 85 zeigt die Abhängigkeit des Achsenwinkels vom Al-Gehalt der Einheitszelle, mit dem er abnimmt. Weder bei der Doppelbrechung noch beim Achsenwinkel scheint sich ein Einfluß der Ca—Na-Substitution geltend zu machen.

Für den Thomsonit von Old Kilpatrick wird die Dispersion im Wellenlängengebiet 4200—7500 Å in einer Tabelle (S. 78) und einem Diagramm (S. 77) dargestellt. α , β und γ fallen mit zunehmender Wellenlänge.

Ergebnis: **Thomsonit** und **Faroelith** bilden eine lückenlose isomorphe Reihe. Als Formel der Einheitszelle wird angegeben: Thomsonit $\text{Na}_4\text{Ca}_3\text{Al}_{20}\text{Si}_{20}\text{O}_{80} \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ mit den beiden isomorphen Vertretungen $\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaSi}$ und $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Na}_2$. Der Gehalt an Si und Al ist variabel, doch die Summe ist konstant = 40. Als **Faroelith** werden die kieselsäurereicheren Glieder der Reihe bezeichnet. Ebenso ist Na und Ca variabel, die Summe ist 12 im Schwankungsbereich 10.3—14.8, im allgemeinen liegt sie zwischen 11.5 und 12.5. Das als Si reichstes gefundene Material hat etwa 17.4 Atome Al in der Einheitszelle.

Es wird darauf hingewiesen, daß die Möglichkeit besteht, daß es Thomsonite gibt, bei denen die Achsenebene parallel anstatt senkrecht zur Längsrichtung steht, und daß deswegen Vorsicht bei der Bestimmung geboten erscheint.

Gonnardit von Chaux de Bayonne, Gignat, Puy de Dôme. Doppelbrechung etwa 0.002, Lichtbrechung etwa 1.508. Opt. Char. neg. Fasern mit α in der Längsachse. Analyse von Gonnardit—Thomsonitsphaeruliten mit dem Sp. Gew. 2.259.

SiO_2	41.85	Übrtrag	78.16
Al_2O_3	27.02	Na_2O	7.25
CaO	9.29	H_2O	14.36
	78.16		99.77

Daraus errechnet:	Si	Al	Ca	Na	H_2O	O
Thomsonit	10.9	9.1	3.1	2.9	12.0	40
Gonnardit	11.6	8.3	2.1	4.0	13 oder 14	40

Es wird angenommen, daß der Gonnardit identisch mit **Metathomsonit**, der Hochtemperaturform des Thomsonits, ist. Als Formel für die Elementarzelle wird angegeben: $\text{Ca}_2\text{Na}_4\text{Al}_5\text{Si}_{12}\text{O}_{40} \cdot 14\text{H}_2\text{O}$.

H. BJÖRLYKKE, *Blomstrandin von Kåbuland* (Norsk Geologisk Tidsskrift Oslo **11**, 252, 1932).

Blomstrandin von Kåbuland, Iveland in Setesdal. Sp. Gew. 4.3. Farbe schwarz, halbmatt glänzend. Zonarstruktur im Radiogramm. Zwei Typen von Kristallausbildung, der Euxenittypus und Blomstrandintypus. Der erstere zeigt (111) ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) (010) und (201), der letztere (100) ($\bar{3}02$) ($\bar{2}03$). Analyse:

$\text{Nb}_2\text{O}_5 + \text{Ta}_2\text{O}_5$	19.11	Übertrag	91.35
TiO_2	31.84	FeO	4.30
UO_2	3.78	CaO	0.88
UO_3	—	MgO	0.38
ThO_2	1.46	Glühverlust	3.70
Oxyde der seltenen Erden	35.16		
	91.35		100.61

Siehe auch den ergänzenden Aufsatz auf S. 347 desselben Bandes „Die seltenen Erdmetalle des Blomstrandins von Kåbuland“.

T. ITO u. J. WEST, *The structure of Bertrandite* (Zeitschr. f. Krist. A **83**, 384, 1932).

Bertrandit von Pisek, Böhmen. Achsenverhältnis aus Strukturanalyse: $a:b:c = 1.751:1:0.523$.

R. GOSSNER u. H. STRUNZ, *Über strukturelle Beziehungen zwischen Phosphaten (Triphylin) und Silikaten (Olivin) und über die chemische Zusammensetzung von Ardenmit* (Zeitschr. f. Krist. A **83**, 415, 1932).

Ardenmit von Salm Château. Analysen: I. Ältere Analyse von W. PRANDTL. II. und III. von dem Verfasser.

	I.	II.	III.	Mittel aus I. und II.
SiO ₂	27.77	28.65	28.87	28.76
As ₂ O ₅	9.91	4.14	4.45	4.30
V ₂ O ₅	0.81	4.84	4.96	4.90
Al ₂ O ₃	25.25	24.78	24.53	24.65
Fe ₂ O ₃	0.53	0.11	0.05	0.08
FeO	0.65	0.93	0.99	0.96
MnO	22.70	26.44	26.38	26.41
MgO	5.20	2.00	2.16	2.08
CaO	1.44	2.53	2.60	2.56
H ₂ O	5.24	5.08	—	5.08
				99.78

Daraus die Formel: $[\text{SiO}_4]_5[\text{AsO}_4]\text{Al}_3\text{Mn}[\text{AlOH}]_2\text{Mn}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Sp. Gew. = 3.630. Schwankungen zwischen 3.610 und 3.645. Achsenverhältnis aus Strukturanalyse $a:b:c = 18.56:5.83:8.72$.

CH. PALACHE u. W. F. FOSHAG, *The chemical nature of Joaquinite* (Americ. Mineralogist **17**, 308, 1932).

Joaquinite von San Benito County, Calif. Kristalle bis zu 2 mm Größe, rhombisch mit (100) (111) und selten (110). $a:b:c = 0.923:1:2.28$; aus Röntgenanalyse $a:b:c = 0.919:1:2.14$. $\alpha = 1.748$, $\beta = 1.767$, $\gamma = 1.823$. Opt. Char. pos. $2V = 50^\circ$ $e < v \cdot a = \alpha$, $b = \beta$, $c = \gamma$. Farbe honiggelb- bis braun. Absorption im Gelb schwach mit $\gamma > \beta > \alpha$. Sp. Gew. = 3.89. Analysen (W. F. FOSHAG), Mittel aus mehreren Bestimmungen.

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	37.37	35.27		36.4
TiO ₂	32.03	29.53		30.5
FeO	3.17	3.41		3.5
BaO	23.13	23.91		24.7
CaO	0.29	0.27		
MgO	0.39	0.07		0.3
Glühverlust	0.91	0.47		4.6
Na ₂ O			4.47	100.0

IV. Mittel aus II. und III., auf 100 umgerechnet. Das Ergebnis stimmt mit der Formel $\text{NaBa}(\text{Ti},\text{Fe})_3\text{Si}_4\text{O}_{15}$.

E. S. LARSEN u. E. A. GONYER, *The deuteric and later alterations of the Uncompahgrite of Iron Hill, Colorado* (Americ. Mineralogist **17**, 343, 1932).

Cebollit aus Uncompahgrit von Iron Hill. Feinfaserig, farblos. Sp. Gew. 2.96. Analyse (W. T. SCHALLER):

SiO ₂	33.02		
Al ₂ O ₃	14.02	Übertrag	91.09
Fe ₂ O ₃	3.43	Na ₂ O	2.57
FeO	0.21	K ₂ O	Spur
MgO	4.69	H ₂ O —	—
CaO	35.72	H ₂ O +	6.26
	91.09		99.92

Opt. Char. pos. Rhombisch? 2 V mittelgroß, Dispersion schwach. $\varrho > v$, $\alpha = 1.592$, $\beta = 1.597$, $\gamma = 1.630$.

W. T. SCHALLER u. E. P. HENDERSON, *Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexico and Texas* (U.S.A. Geol. Survey Washington Bull. **1932**, 833).

Glauberit aus dem Kalisalzgebiet S.W. Neumexiko. Formen (001) (100) (110) (502) (334) (445) (111) ($\bar{1}$ 13) (112) ($\bar{1}$ 12) ($\bar{1}$ 11) ($\bar{3}$ 31) ($\bar{5}$ 11) und die neuen Formen (447) (118) (114) (335) (221) ($\bar{1}$ 21) und (556). $\alpha = 1.513$, $\beta = 1.532$, $\gamma = 1.535$.

W. T. SCHALLER, *The refractive indices of Bloedite* (Americ. Mineralogist **17**, 530, 1932).

Bloedit aus Bohrungen des Kalifeldes von Neumexiko und Texas. $\alpha_{Na} = 1.481$, $\beta_{Na} = 1.483$, $\gamma_{Na} = 1.484$.

Neue optische Bestimmungen:

	α_{Na}	β_{Na}	γ_{Na}
Kalifornien	1.483	1.486	1.487
Kalifornien	1.483	1.486	1.487
Künstlich	1.483	1.486	1.48
Deutschland	1.483 —	1.485 +	1.487
Estancia Valley, Neumexiko	1.483	1.485 +	1.487

Als Mittelwerte für Na-Licht bis zur vierten Dezimale wird nach den Bestimmungen von STRANETZKY und LASZKIEWICZ angegeben: $\alpha = 1.4826$, $\beta = 1.4855$, $\gamma = 1.4868 \pm 0.0003$.

W. T. SCHALLER u. E. P. HENDERSON, *Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexico and Texas* (U.S.A. Geol. Survey Washington Bull. **1932**, 833).

Kainit aus dem Kalisalzgebiet von S.W. Neumexiko. Farbe honiggelb. $\alpha = 1.493$, $\beta = 1.504$, $\gamma = 1.515$ (Gouvernement 13); $\alpha = 1.492$, $\beta = 1.505$, $\gamma = 1.517$ (Mc. Nutt Nr. 1).

Analyse (J.J. FAHEY):

K	13.30	Übertrag	44.56
Na	1.03	SO ₃	32.50
MgO	16.72	H ₂ O	20.95
Cl	13.51	Unlöslich	1.74
	44.56		99.75

H. V. ELLSWORTH, *Monazite colored by carbon from Dickens Township, Nipissing District, Ontario* (Americ. Mineralogist **17**, 19, 1932).

Monazit aus Pegmatit von Dickens Tp. Formen: (001) ($\bar{1}$ 00) ($\bar{1}$ 10) ($\bar{1}$ 01) ($\bar{1}$ 11) (032). Farbe rötlichbraun bis schwarz, durchscheinend bis opak. Glasglanz. Gute Spaltbarkeit (?) und Teilbarkeit senkrecht dazu. Bruch muschelig bis uneben. Härte 5.5. Sp. Gew. = 5.270.

Analyse: PbO (Pb = 0.31)	0.33		
U ₃ O ₈ (N = 0.27)	0.32	Übertrag	70.34
ThO ₂ (Th = $6.43 \times 0.38 =$		MnO nicht gefunden	
2.44 U equiv)	7.32	Al ₂ O ₃ usw.	< 0.10
CeO ₃	22.63	P ₂ O ₅	27.89
(La,Di) ₂ O ₃	34.63	SiO ₂	1.54
(Y,Er) ₂ O ₃	4.66	H ₂ O — 110°	0.06
CaO	0.35	H ₂ O + 110°	0.34
MgO	0.02	He usw. n. bestimmt	
Fe ₂ O ₃	0.08	C	Spuren
	70.34		100.27

$$\frac{Pb}{U + 0.38 Th} = 0.11. \quad \text{Sp. Gew.} = 5.270 \text{ bei } 20.65^\circ.$$

S. JIMORI, *The Uranium-Thorium ratio in Monazites* (Sci. Papers. Phys. Chem. Research Tokio **10**, 229, 1929).

Monazit. Teilanalysen: 1. Sand von Shokuzan, 2. Kristalle von Ishikawa, 3. Geröll von Iun-an, 4. Sand von Naegi, 5. Sand von Ceylon.

	$\% \text{ThO}_2$	10–8 $\% \text{Ra}$	$\% \text{U}_3\text{O}_8$	$\% \text{U}$	$\% \text{Th}$
1.	6.67	16.80	0.582	0.494	5.86
2.	9.48	20.21	0.700	0.594	8.33
3.	9.62	3.21	0.111	0.094	8.46
4.	(8.52)	2.45	0.085	0.072	(7.49)
5.	9.26	9.87	0.342	0.290	8.13

C. N. FENNER. *The age of a Monazite Crystal from Portland, Connecticut* (Americ. Journ. of Science V. Ser. **23**, 327, 1932).

Monazit aus Pegmatit von Portland.

Teilanalyse: U = 0.00 $\%$,
Th = 7.489 $\%$,
Pb = 0.1007 $\%$.

C. MATVEYEFF, *Einige Data über die Röntgenspektroskopie der Monazite von der Bortschowotschnykette, Transbaikalien* (Neues Jahrb. f. Mineral. Beil.-Bd. **65 A**, 223, 1932).

Monazit. Chemische Analysen von Vorkommen in der Bortschowotschnykette, Ostsibirien.

1. Monazitsand, Kammkaseife. Sp. Gew. 5.286. Anal. (STARYNKEVIČ).

2. Dasselbe.

3. Technische Analyse des Monazitkonzentrates aus der Seife Listwemy Kolok (STARYNKEVIČ).

4. Nowo Troizkyseife (BELOUSOFF).

5. Kristall von Solotaya Gora. Sp. Gew. 5.329 (STARYNKEVIČ).

	Monazite I. Art, Granitmonazite				Monazite II. Art, Pegmatitmonazite
	1.	2.	3.	4.	5.
Unlöslich in					
H ₂ SO ₄	{ 0.28	2.90	3.13	—	0.05
SiO ₂	{ 2.91		2.19	1.65	1.51
ThO ₂	{ 9.74	9.56	8.61 — 8.40	8.20	6.87
P ₂ O ₅	{ 25.84	25.74	25.20	27.50	27.26
Ce ₂ O ₃	{ 32.16	58.56	27.81	27.10	34.00
La ₂ O ₃ + Di ₂ O ₃	{ 27.30			32.80	{ 28.40
Y ₂ O ₃	{ 1.21	{ 2.00	27.94	2.50*	
Fe ₂ O ₃	{ 0.14	0.38	2.12	—	0.35
Al ₂ O ₃	{ 0.06	0.17	—	—	0.22
CaO	Spuren	0.54	—	—	—
Wasser	—	—	—	0.75	—
Glühverlust	—	—	—	—	0.10
	99.64	99.85	98.36	100.50	98.76

* Einschl. Er₂O₃.

L. WALDMANN, *Studien im Raume des Kartenblattes Drosendorf I. Der sapphirinführende Gabbro von Stallek* (Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien **1931**, 79).

Sapphirin aus Olivingabbro von Stallek. Undeutliche Spaltbarkeit, selten Zwillinge. α = farblos, in dickeren Schliften sehr blaß grauviollett. $\leq \beta$ = himmelblau, $\langle \gamma$ = himmelblau. Mittlerer Achsenwinkel $\nu \gg \rho$.

W. F. P. McLINTOCK, *On the metamorphism, produced by the combustion of hydrocarbons in the Tertiary Sediments of south-west Persia* (Mineral Mag. London **23**, 207, 1932).

Wollastonit aus metamorphen Sedimenten von Chillingar, Südwestpersien. Gestreckt nach der b-Achse und tafelig nach (100). Formen (100) (001) (102) ($\bar{1}01$).

Spaltbarkeit nach (100) (001) und ($\bar{1}01$). $c:\alpha=33^\circ$. Zwillinge nach (100) gewöhnlich, bisweilen mehrfache Zwillinge. Opt. Char. neg. 2 V klein, wechselnd. $\alpha=1.617$, $\beta=1.628$, $\gamma=1.630$.

Pseudowollastonit, ebendaher. Unregelmäßige Körner. Hohe Doppelbrechung. Auf basalen Schnitten einachsige. Opt. Char. pos. $\omega=1.614$, $\varepsilon=1.648$.

H. V. ELLSWORTH, *Gadolinite from Loughborough Township, Frontenac Co. Ontario* (Amer. Mineralogist **17**, 96, 1932).

Gadolinit aus Pegmatit von Loughborough. Analyse:

SiO ₂	25.97		
ThO ₂	0.14	Übertrag	95.37
(Ce,La,Di) ₂ O ₃	2.85	CaO	2.36
(Yt,Er) ₂ O ₃	46.47	MgO	0.55
Fe ₂ O ₃	2.34	Na ₂ O	} 0.09
FeO	5.82	K ₂ O	
MnO	1.17	H ₂ O	1.23
BeO	10.29	P ₂ O ₅	Spur
Al ₂ O ₃	0.32	U	n. gef.
	95.37		99.60

Monokline Pyroxene

Diopsid-Hedenbergit-Reihe

H. REH, *Beitrag zur Kenntnis der erzgebirgischen Erzlager* (Neues Jahrb. f. Mineral. Beil.-Bd. **65 A**, 1, 1932).

Diopsid von Berggießhübel. Sp. Gew. $18\frac{1}{4}$ L = 3.222. $c:\gamma=38-45^\circ$.

F. STELLA STARABBA, *Diopside cromifero delle Sanelle di S. Biagio (Etna)* (Atti della Accad. Gioenia di scienze naturali in Catania, Mem. 10, **5**, 17, 1930).

Diopsid. Ätna. Farbe grün. Formen: (100) (110) (101) (021) (111) ($\bar{1}21$) (010) (350) ($\bar{1}01$) ($\bar{1}11$) ($\bar{2}21$). ($\bar{1}11$) herrscht vor, die Kristalle sind meist prismatisch nach (101). Sp. Gew. = >3.30 . Analyse:

SiO ₂	53.08	Übertrag	75.13
TiO ₂	0.13	FeO	1.72
Al ₂ O ₃	1.68	CaO	22.31
Fe ₂ O ₃	1.87	Na ₂ O	0.30
Cr ₂ O ₃	0.48	K ₂ O	Spur
MgO	17.89	H ₂ O	0.12
	75.13		99.58

Daraus:	R''SiO ₂	95.4
	R'R'''(SiO ₃) ₄	1.7
	R''R ₂ '''O ₄	2.9

E. S. SIMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia. Series VII* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **18**, 61, 1931/32).

Diopsid aus Pegmatit von Nevoria Ztr. Sp. Gew. = 3.26. Analyse:

SiO ₂	52.71		
Al ₂ O ₃	0.98	Übertrag	98.35
Fe ₂ O	1.28	K ₂ O	0.08
FeO	5.77	H ₂ O +	0.64
MnO	0.24	H ₂ O —	0.22
MgO	14.84	TiO ₂	0.08
CaO	22.53	CO ₂	0.18
	98.35		99.55

W. F. P. McLINTOCK, *On the metamorphism produced by the combustion of hydrocarbons in the Tertiary Sediments of south-west Persia* (Mineral. Mag. London **23**, 207, 1932).

Diopsid aus metamorphen Sedimenten von Chillingar, Südwestpersien. Farbe farblos bis tief grünlichgelb. Bisweilen zonar mit farblosem Kern und grünen Rändern. Die farblose Varietät ist opt. pos. $\alpha = 1.665$, $\beta = 1.680$, $\gamma = 1.700$. $c:\gamma = 42^\circ$. Unter Zunahme der Lichtbrechung und Abnahme der Auslöschungsschiefe geht das Material durch eine blaßgrüne Tönung in eine honiggelbe Varietät über, in einen **Aegirin** oder wenigstens **Aegirinaugit** (s. d.).

J. SUZUKI, *The Contact metamorphic Ore Deposits in the environs of the Ofuku Mine, Province of Nagato, Japan* (Journ. Fac. Science Hokkaido Imperial Univ. Ser. IV, Vol. II, No. 1, 69, 1932).

Diopsid von der Ofukumine. Farblos bis blaßgrünlich. $c:\gamma = 39^\circ$ etwa. Auf (110) $\alpha' = 1.679$, $\gamma' = 1.698$. Daraus: $\text{Di}_{85}\text{Hd}_{15}$.

Hedenbergit, ebendaher. Dunkelgrün, im Dünnschliff lichtgrün. $c:\gamma = 44^\circ$. Opt. Char. pos. Auf (110) $\alpha' = 1.711$, $\gamma' = 1.727$. Daraus: $\text{Hd}_{55}\text{Di}_{45}$.

K. SUGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sugami* (Jap. Journ. Geol. Geogr. IX, 87, 1931/32).

Salit (Hedenbergit) aus Plagioklas—Salit—Andraditfels von Nakagawa. Farbe hell bis tiefgrün. Zonarstruktur mit tiefer gefärbten äußeren Zonen. Die tiefer gefärbte Varietät zeigt deutlichen Pleochroismus. $\alpha = \gamma = \text{grün}$, $\gamma = \text{bräunlichgelb}$. $\alpha \geq \beta = \gamma$. Opt. Char. pos. $2V = 60^\circ$. Achsenebene (010), $c:\gamma = 44^\circ$. Die hellere Varietät hat eine geringere Lichtbrechung als die dunkle (1.710 gegenüber 1.743): Die Doppelbrechung ist gleich mit 0.025.

G. D. OSBORNE, *The metamorphosed limestones and associated contaminated igneous rocks of the Carlingford District. Co. Louth* (Geol. Mag. London **69**, 209, 1932).

Hedenbergit aus Pegmatit von Carlingford. Farbe lebhaft smaragdgrün. Schwache Zonarstruktur. Pleochroismus schwach. $\alpha = \text{gelbgrün}$. $\beta = \text{braungrün}$, $\gamma = \text{smaragdgrün}$. $\gamma = \beta > \alpha$. Opt. Char. pos. $c:\gamma = 45^\circ$. $\alpha = 1.723$, $\gamma = 1.741$, $\gamma - \alpha = 0.018$. $\text{FeO} = 19.1\%$. Daraus: $\text{He}_{84}\text{Di}_{16}$.

A. HOLMES u. H. F. HARWOOD, *Petrologie of the volcanic fields east and south-east of Ruwenzori, Uganda* (Quat. Journ. Geol. Soc. London **88**, 370, 1932).

Diopsid-Hedenbergit aus Auswürflingen von Biotit-Pyroxenit von Lake Kigerongo. Farbe grünschwarz, im Dünnschliff leuchtend grün. Pleochroismus stark. α schwach blasser grün als γ , $\beta = \text{gelblichgrün}$. $c:\gamma = 48^\circ$. Sp. Gew. = 3.37. 0.31% Chromgehalt.

H. WIESENER, *Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes* (Zeitschr. f. Krist. B [Tschermaks Mittg.] **42**, 136, 1932).

Diopsid, tonerdehaltig, als diablastische Durchwachsung in **gemeiner Hornblende** (s. d.) des Granatamphibolits von Schäffern. Opt. Char. pos., geringe Achsendispersion, geringer Pleochroismus. $\gamma - \alpha = 0.023$. $2V = 68^\circ$. Die wurmförmig gestalteten Stengel sind parallel orientiert.

Diopsid, tonerdehaltig, aus Pseudoecklogit von Schäffern. Opt. Char. pos., geringe Achsendispersion. $2V = 71^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.023$. Pleochroismus kaum merklich. Vielleicht Pseudomorphosen von Augit nach Hornblende.

M. LUKA, *Petrographische Notizen aus der Umgegend von Mrežičko, Alšar und Rožden in Südserbien* (Bull. Soc. Sci. Skoplje **9**, 37).

Diallag aus Serpentin von Javorski Prisoj. $c:\gamma' = 39^\circ 30'$, $\gamma - \alpha = 0.0263$.

F. RODOLICO, *Note su alcuni minerali dell Albania settentrionale* (Periodico di Mineralogia, Rom, II, 5, 1931).

Diallag von Monte Runes.

SiO ₂	50.56		
TiO ₂	0.23	Übertrag	58.45
Al ₂ O ₃	2.43	CaO	19.92
Fe ₂ O ₃	3.18	MgO	18.06
FeO	2.05	H ₂ O	3.38
	58.45		99.81

K. SUGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sugami* (Jap. Journ. Geol. Geogr. IX, 87, 1931/32).

Eustatit-Augit aus Tuff von Kuro-Kuragawa. $2E = 82^\circ$, $c:\gamma = 27.5-26^\circ$ auf (010).

Eustatit-Augit aus Diabas von Ozaki. $\gamma - \alpha = 0.024(8)$, $\beta - \alpha = 0.003(7)$, $c:\gamma = 27^\circ$ auf (010), $\beta = 1.696(5)-1.689(5)$. $2E = 80^\circ$. $2V = 45^\circ$.

Eustatit-Augit aus Diabas von Asase. $2E = 85^\circ$.

Eustatit-Augit aus Augitgestein von Honokuchi. $\alpha = 1.679$, $\beta = 1.684$.

Augitreihe

E. WIMAN, *Studies of some Archaean rocks in the neighbourhood of Upsala, Sweden, and of their geological position* (Bull. geol. Inst. Upsala 23, 1, 1932).

Pyroxen aus Diorit von Vipängen. $c:\gamma = 42^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.023$. $2V = 53^\circ$. Opt. Char. pos. $v > e$. Er ist bisweilen umgeben von einem schmalen Saum blaßgrünlicher aktinolithischer Hornblende und von einer braungrünen Hornblende (s. d.).

M. M. SOLIGNAC, *Observations statistiques sur les plagioklases des dolerites du Basutoland occidental* (Bull. Soc. Franç. Min. 55, 22, 1932).

Pyroxen aus Dolerit von Thaba Tellé, West-Basutoland. Opt. Char. pos. $2V = 67^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.023$, $\gamma - \beta = 0.016$, $\beta - \alpha = 0.007$.

Pyroxen aus Dolerit von Aiguille de Thaba Tellé. Opt. Char. pos. $2V = 63^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.0295$, $\gamma - \beta = 0.0215$, $\beta - \alpha = 0.0080$. Zwillinge nach (100) selten.

CH. PALACHE U. F. A. GONYER, *On Babingtonite* (American Mineralogist 17, 295, 1932).

Pyroxen als Umwandlungsprodukt des **Babingtonits** (s. d.) von Holyoke Mass. Feine Fasern, die untereinander parallel ohne Beziehung zu der Orientierung des Babingtonits diesen erfüllen. $\alpha = 1.700$, $\beta = 1.710$, $\gamma = 1.725 (\pm 0.003)$. $b = \beta$. $c:\gamma = 43^\circ$. Opt. Char. pos. $2V = 50^\circ \pm 2^\circ$.

H. REH, *Beitrag zur Kenntnis der erzgebirgischen Erzlager* (Neues Jahrb. f. Mineral. Beil.-Bd. 65A, 1, 1932).

Pyroxen von Lagerstätten der Gegend von Preßnitz. Dunkelgefärbt, $\alpha =$ intensiv grün. $> \beta =$ grün. $> \gamma =$ grünlichgelb. Bei den intensivgefärbten steigt $c:\gamma$ auf $60-65^\circ$ an.

Pyroxen der Lager im Kremsiger Gebirge. Zum Teil zonar gebaut. $c:\gamma$ in fast farblosen Kern $= 45^\circ$, im hellgrünen Rand ca. 55° .

Pyroxen von Dorotheazeeche bei Preßnitz. Farbe grün. Sp. Gew. 18,4 L = 3.355.

Pyroxen vom Engelsberg bei Preßnitz. Farbe grünlichschwarz. $c:\gamma = 60-65^\circ$. Sp. Gew. 18,4 L = 3.471. $(Na,K)_2O = 1.5\%$, bei vorwaltendem Na_2O .

T. KROKSTRÖM, *The Breven Dolerite Dike* Bull. geol. Inst. Upsala 23, 243, 1932).

Pyroxen aus Kontaktzone von Dolerit des Bottorpegebietes. Opt. Char. pos. $2V = 46^\circ$. $c:\gamma = 43^\circ$, $\beta = 1.684 \pm 0.002$. Umwandlung in Serpentin(?) und Titanit.

Pyroxen aus Kontaktzone von Dolerit des Bottorpgbietes. $2\bar{E} = 60^\circ$ farblos. Die Umwandlung dieses frühen Pyroxens verläuft in 3 Richtungen:

1. Graubrauner Pyroxen mit $2V = 62^\circ$. Opt. Char. pos. $\gamma - \alpha = 0.016$, $c : \gamma = 44^\circ$. Streifung parallel zur Basis. Dieser wieder ist stellenweise in eine fasrige schwach-pleochroitische Hornblende mit $\gamma =$ schwach grün, $< \beta$ olivbraun umgewandelt.

2. Kompakter Amphibol (nicht fasrig), schwach pleochroitisch, γ schwach grün, α farblos. Die Pseudomorphose ist eine homoaxiale. Auch diese Hornblende wandelt sich in die unter 1. beschriebene fasrige H. um.

3. Grauer Pyroxen mit niederer Doppelbrechung. Opt. Char. pos. $2V = 76-84^\circ$. $c : \gamma = 33^\circ$, $\alpha = 1.653 \pm 0.003$, $\beta = 1.658 \pm 0.003$, $\beta - \alpha = 0.005$, γ berechnet 1.666, $\gamma - \alpha = 0.013$. Streifung parallel zur Basis. Gelegentlich Umwandlung in eine grün-fasrige Hornblende.

Es wird durch einen Vergleich der optischen Konstanten vermutet, daß es sich bei dem grauen Pyroxen um **Jadeit** handelt.

Pyroxen aus feinkörnigem Olivindolerit des zentralen Bottorpgbietes. $c : \gamma = 43^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.017$.

Pyroxen aus olivinführendem Dolerit von Gustafsberg und Högsäter. Farbe grau bis farblos, pleochroitisch mit blaßrötlichen Tönen. $c : \gamma = 41^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.030$, $\gamma - \beta = 0.026$. $2V = 44^\circ$. Opt. Char. pos.

C. BURRI u. H. HUBER, *Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin (Upper Burma)* (Schweizer Mineralog. Petrogr. Mittlg. **12**, 286, 1932).

Augit, **diopsidisch**, mit Randzonen von **gemeinem Augit** aus Pyroxenandesiten. Farbe hellgrün. Formen (100) (010) (110) ($\bar{1}11$); Zwillinge nach (100) selten; Spaltbarkeit gut, schlecht ausgebildete basale Absonderung. Auslöschungsschiefe $c : \gamma$ im Kern 39° , bis 44° im Rand. $2V$ im Kern 60° , bis 65° in der Hülle. Kern: $\gamma - \alpha = 0.030$, $\gamma - \beta = 0.022$, $\beta - \alpha = 0.007$. $2V = 59^\circ$. Opt. Char. pos.

Augit aus Olivin-Pyroxenandesiten schwach hellgrün. $2V$ um 60° . $c : \gamma$ wenig über 40° . Sanduhrstruktur: Anwachsipyramiden auf (110). $\gamma - \alpha = 0.022_5$, $\gamma - \beta = 0.005_5$, $\beta - \alpha = 0.017_6$. $c : \gamma = 42^\circ$. $2V = 59^\circ$. Opt. Char. pos. Anwachsipyramiden auf ($\bar{1}11$). $\gamma - \alpha = 0.023_0$, $\gamma - \beta = 0.0062$, $\beta - \alpha = 0.017_7$. $c : \gamma = 40^\circ$. $2V = 61\frac{1}{2}^\circ$. Opt. Char. pos.

Augit aus Basalt, Leisten in der Grundmasse. (100) (010) (110) ($\bar{1}11$), dicktaflig nach (100). Zwillinge nach (100) nicht selten. Zonarstruktur: Kern: $c : \gamma = 42-45^\circ$ nur ausnahmsweise unter 40° , einmal nur 35° . $2V = 48-55^\circ$, ausnahmsweise unter 40° , einmal nur 26° . Rand: $c : \gamma = 45-50^\circ$. $2V = 55-59^\circ$. Opt. Char. pos.

Augit aus dem gleichen Basalt, als Einsprenglinge. Sehr deutliche Sanduhrstruktur. Anwachsipyramide auf ($\bar{1}11$): $c : \gamma = 38-40^\circ$. $2V = 72^\circ$. Opt. Char. pos. Anwachsipyramide auf (110): $c : \gamma = 53^\circ$. $2V = 76^\circ$.

Augit aus Basalt von Chindwinufer gegenüber Shwezaye. Zonarstruktur mit grünlichem Kern bei farbloser Randzone. Kern: $c : \gamma = 35^\circ$. $2V = 56^\circ$. Opt. Char. pos. Hülle: $c : \gamma = 46^\circ$. $2V = 80^\circ$.

Augit aus Pyroxenhornblendit. Farbe hellgrün, im Schliff fast farblos, ohne Pleochroismus. Geringe Zonarstruktur mit geringer Doppelbrechung und stärkerer Grünfärbung in den Randpartien. Geringe Dispersion der Auslöschung $c : \gamma_C - c : \gamma_F =$ etwa 2° . Kern: $\gamma - \alpha = 0.024_8$, $\gamma - \beta = 0.018_8$, $\beta - \alpha = 0.006_0$, $c : \gamma = 40^\circ$. $2V = 60^\circ$. Opt. Char. pos. Hülle: $\gamma - \alpha = 0.0231$, $\gamma - \beta = 0.017$, $\beta - \alpha = 0.006_0$, $c : \gamma = 46^\circ$. $2V = 62^\circ$. Opt. Char. pos. An einem anderen Individuum wurde gemessen: $\gamma - \alpha = 0.023_8$, $\gamma - \beta = 0.017_4$, $\beta - \alpha = 0.006_2$, $c : \gamma = 39^\circ$. $2V = 61^\circ$. Opt. Char. pos.

Augit, diopsidischer aus Biotit-Pyroxenolith. Schwach hellgrün im Schliß, ohne Pleochroismus. (100) (110) (010) (111). $2V = 60^\circ$. Opt. Char. pos. $\gamma - \alpha = 0.025_0$, $\gamma - \beta = 0.019_4$, $\beta - \alpha = 0.006_3$, $c : \gamma = 39^\circ$.

H. WIESENER, *Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes* (Zeitschr. f. Krist. B [Tschermaks Mittlg.] **42**, 136, 1932).

Augit, diopsidischer aus Calcitführendem Granatamphibolit von Schäffern. Opt. Char. pos. $2V = 71^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.020$. Achsendispersion gering. Pleochroismus gering.

A. VENDL, *Über die Pyroxenandesite des Cserhátgebirges (Ungarn)* (Zeitschr. f. Krist. B [Tschermaks Mittlg.] **42**, 491, 1932).

Augit, diopsidischer. Einsprenglinge: aus Pyroxenandesiten des Cserhátgebirges. Farbe Schwarz. Gedrungene Prismen mit (100) (010) (110) (111); gelegentlich nach (100) etwas tafelförmig. Zwillinge nach (100), meist mit mehreren Lamellen, sehr verbreitet. Im Dünnschliff fast vollkommen farblos mit sehr blaßgelbem Stich; in etwas dickeren Schliffen Pleochroismus ziemlich stark in grünlichen und gelblichen Farbtönen. $c : \gamma = 37-44^\circ$; $2V = \text{um } 57-60^\circ$; $\gamma - \alpha = \text{um } 0.020$. Achsendispersion schwach. Bisektriciendispersion nicht merkbar. Einschlüsse: Magnetit, Plagioklas und Glas. Es wird weiterhin auf die Einzelbeschreibungen bei den verschiedenen Vorkommen verwiesen. Daraus ist ein Pleochroismus einer 0.08 mm dicken Platte zu erwähnen mit: $\alpha = \text{sehr leicht graulichgrün}$, $\beta = \text{sehr leicht graulichgelb}$, $\gamma = \text{leicht grünlichgelb}$. Ein 0.1 mm dicker Schnitt zeigt: $\alpha = \text{sehr leicht grün}$, $\beta = \text{leicht gelblichgrün}$, $\gamma = \text{grün}$; ein 0.15 mm dicker Schnitt: $\alpha = \text{gelblichgrasgrün}$, $\beta = \text{leicht gelblichgrün}$, $\gamma = \text{etwas dunkler gelblichgrasgrün}$; ein 0.1 mm dicker Schnitt zeigt: $\alpha = \text{sehr leicht grasgrün}$, $\beta = \text{leicht grünlichgelb}$, $\gamma = \text{leicht grasgrün}$.

T. KROESTRÖM, *The Breven Dolerite Dike* (Bull. geol. Inst. Upsala **23**, 243, 1932).

Pyroxen, diopsidischer aus Dolerit von Lake Rävsjön, die interstitiale Masse bildend. Farbe dunkelgrau. Kein Pleochroismus. $2V = 46^\circ \pm 2^\circ$. Opt. Char. pos. $\gamma = 1.708 \pm 0.002$, $\beta = 1.681 \pm 0.002$. Zusammensetzung: 45% $\text{MgSiO}_3 + 30\%$ $\text{CaSiO}_3 + 25\%$ FeSiO_3 .

P. J. BEGER, *Optische Messungen an einem Titanaugit* (Neues Jahrb. f. Min. Beilg.-Bd. **63 A**, 141, 1932).

Titanaugit aus Camptonitgang sö. von Saritsch. Farbe rötlichviolett. Sanduhrförmig, die violetten Töne finden sich nur innerhalb der an den Prismenflächen anliegenden Sektoren; die an (111) anliegenden sind ganz oder fast farblos. Bei den gefärbten ist: $\alpha \sim (\angle) \beta > \gamma$. $\alpha = \text{tief rötlichviolett}$, $\beta = \text{ähnlich } \alpha \text{ aber intensiver}$, $\gamma = \text{hellgrüngrau mit Stich ins gelbe}$. Es wird ein Vergleich mit den Absorptionsfarben anderer Titanaugite in einer Tabelle angestellt.

Die Doppelbrechung (Gangunterschiede) zeigt eine Tabelle für verschiedene Schnitte und Schnittlagen.

Gangunterschiede in $m\mu$ bei etwa 30 μ Dicke.

1. Schnitte senkrecht zur I. Mittellinie:

a) bei $\lambda = 5893$; Fehler $\pm 0.5-2$,

74, —, 104, 105, 106, 112, 117, 140, Mittel 108;

b) bei Tageslicht (Schwerpunkt $\lambda = 5500$); Fehler $\pm 1-2$,

77, 93, —, —, 109, 115, —, 144, Mittel 108.

2. Schnitte senkrecht zur II. Mittellinie:

a) bei $\lambda = 5893$; Fehler $\pm 2-4$,

642, 724, 743, Mittel aus IX und X 733;

b) bei Tageslicht (Schwerpunkt $\lambda = 5500$); Fehler $\pm 2-3$,

648, 738, 756, Mittel aus IX und X 747.

3. Schnitte senkrecht zur opt. Normalen:

bei $\lambda = 5893$; Fehler $\pm 2-6$,
 violettes Feld an (hk0): 833, 841, 827, Mittel 834,
 farbloses " " (111): 940, 956, —, " 953,
 bei Tageslicht (Schwerpunkt bei $\lambda = 5500$); Fehler $\pm 2-5$,
 violettes Feld an (hk0): 845, 856, 844, Mittel 848,
 farbloses " " (111): 955, 979, —, " 967.

Es zeigt sich auch hier, daß die Doppelbrechung in den farblosen Sektoren höher ist als in den gefärbten.

Auslöschungsschiefe $c:\gamma$ im stumpfen Winkel β .

λ	Schnitt II		Schnitt I		Schnitt III	
	Feld an (hk0)	Keil an (111)	Feld an (hk0)	Feld an (hk0)	Keil an (111)	
6234	$+51.7 \pm 0.6^\circ$	$+47.4 \pm 0.4^\circ$	$+50.5 \pm 0.9^\circ$	$+48.8 \pm 0.8^\circ$	$+41.9 \pm 0.8^\circ$	
5790	$53.3 \pm 0.5^\circ$	$47.5 \pm 0.4^\circ$	$52.3 \pm 0.8^\circ$	$51.2 \pm 0.3^\circ$	$43.2 \pm 0.4^\circ$	
5460	$54.5 \pm 1.1^\circ$	$47.6 \pm 0.6^\circ$	$53.0 \pm 0.9^\circ$	$52.2 \pm 0.3^\circ$	$43.4 \pm 0.5^\circ$	
4916	$56.4 \pm 0.9^\circ$	$(47.4 \pm 1.5^\circ)$	$54.6 \pm 1.4^\circ$	(*)	(*)	
4358	$57.6 \pm 0.8^\circ$	$47.8 \pm 0.9^\circ$	$56.7 \pm 0.8^\circ$	$53.0 \pm 0.7^\circ$	$43.5 \pm 0.7^\circ$	
4046	(*)	$47.8 \pm 0.8^\circ$	$57.3 \pm 1.6^\circ$	(*)	(*)	

(*) Zu lichtschwach.

Die Auslöschungsschiefen sind also in den gefärbten (titanreichen) Zonen höher.

Der Verlauf der Bisektriciendispersion in Schnitt II, Feld an (hk0), wird durch $\delta Bi = \frac{\sigma_0 - \sigma_v}{\lambda_0 - \lambda_v}$ ausgedrückt. Dieser Wert bleibt im Bereich $\lambda = 6234$ bis $\lambda = 4916$ ziemlich konstant und fällt für kürzere Wellenlängen auf knapp $\frac{2}{3}$. Unter Einbeziehung der übrigen Schnitte unter Berücksichtigung der wechselnden Anwendbarkeit der Formel für δBi ergibt sich: für den Sektor an (hk0) δBi für $\lambda 6234-4358$. $\text{\AA}^{-1} = -330 \cdot 10^{-5}$; für den Sektor an (111) δBi für $\lambda 6234-4358$. $\text{\AA}^{-1} = -21 \cdot 10^{-5}$.

Dies Ergebnis von δBi wird mit den Werten des Augites von Renfrew (WÜLFING) verglichen, der δBi für $\lambda 6876-4308$. $\text{\AA}^{-1} = -43 \cdot 10^{-5}$ hat.

Der Augit aus Augit- und Hornblendeandesiten von Bail Hill (SCOTT) hat: Sektor an (100) $= \delta Bi$ für $\lambda 6708-5350$. $\text{\AA}^{-1} = -110 \cdot 10^{-5}$; Sektor an (111) $= -96 \cdot 10^{-5}$. Der stark titanhaltige Augit aus einem Monchiquitgang an der Santa-Cruz-Bahn (HUNTER und ROSENBUSCH) hat: δBi für $\lambda \sim 6563-5893$. $\text{\AA}^{-1} = 239 \cdot 10^{-5}$ und $= 343 \cdot 10^{-5}$. Diesem steht der Augit von Saritsch nahe. Die Diskussion der Beziehung von δBi zum Chemismus zeigt, daß dieses mit dem Titangehalt ansteigt; für Al_2O_3 scheint dasselbe nicht ausgeschlossen.

Die Farbenanomalie, die mit der Bisektriciendispersion verbunden ist, ist auf (010) leicht zu übersehen, da sie nur in einem minimalen Winkelbereich zu beiden Seiten der an sich völlig dunklen Auslöschungsstellung in Erscheinung tritt. Die charakteristischen lebhaft blauen und braunen anomalen Farbtöne sieht man am besten an Schnitten nahezu senkrecht zu der stark dispergierten Achse B.

Winkel der optischen Achsen an Schnitten der Prismenanwachskegel. Numerische Apertur (U) und Austritt in Luft. Messung auf dem Mikroskop.

An verschiedenen Schnitten:

$\lambda = 5790$			$\lambda = 5460$		
U	E		U	E	
0.667 ± 0.042	$41 \frac{3}{4}^\circ \pm 3 \frac{1}{4}^\circ$		0.626 ± 0.035	$38 \frac{3}{4}^\circ \pm 2 \frac{1}{2}^\circ$	
0.667 ± 0.035	$41 \frac{3}{4}^\circ \pm 2 \frac{1}{2}^\circ$		0.626 ± 0.034	$38 \frac{3}{4}^\circ \pm 2 \frac{1}{2}^\circ$	
0.667 ± 0.028	$41 \frac{3}{4}^\circ \pm 2 \frac{1}{4}^\circ$		0.639 ± 0.034	$39 \frac{3}{4}^\circ \pm 2 \frac{1}{2}^\circ$	
0.696 ± 0.028	$44^\circ \pm 2 \frac{1}{4}^\circ$		0.660 ± 0.042	$41 \frac{1}{4}^\circ \pm 3 \frac{1}{4}^\circ$	

An einem Schnitt:

$\lambda =$	U	E
6716	0.709 ± 0.008	$45^\circ 9' \pm 0^\circ 40'$
6234	0.699 ± 0.000	$44^\circ 21' \pm 0^\circ 0'$
5790	0.673 ± 0.007	$42^\circ 18' \pm 0^\circ 35'$
5460	0.639 ± 0.008	$39^\circ 43' \pm 0^\circ 34'$
4916	0.611 ± 0.000	$37^\circ 40' \pm 0^\circ 0'$
4358	0.576 ± 0.035	$35^\circ 10' \pm 2^\circ 30'$

An einem weiteren Schnitt, an dem Rand und Mitte die gleichen Werte ergaben:

$\lambda =$	U	E
6716	0.681	$42^\circ 55'$
6234	0.662	$41^\circ 27'$
5790	0.646	$40^\circ 14'$
5460	0.627	$38^\circ 50'$
4916	0.611	$37^\circ 40'$

An zwei Schnitten mit meßbar verschiedenem Rand und Mitte.

$\lambda =$	Rand		Mitte	
	U	E	U	E
6716	0.717	$45^\circ 48'$	0.700	$44^\circ 26'$
6234	0.700	$44^\circ 26'$	0.663	$41^\circ 32'$
5790	0.681	$42^\circ 55'$	0.633	$39^\circ 17'$
5460	0.646	$40^\circ 14'$	0.611	$37^\circ 40'$
4916	0.611	$37^\circ 40'$	0.594	$36^\circ 27'$

$\lambda =$	Rand		Mitte	
	U	E	U	E
6716	0.717	$45^\circ 48'$	0.646	$40^\circ 14'$
6234	0.700	$44^\circ 26'$	0.633	$39^\circ 16'$
5790	0.681	$42^\circ 55'$	0.611	$37^\circ 40'$
5460	0.663	$41^\circ 32'$	0.594	$36^\circ 27'$
4916	0.636	$39^\circ 30'$	0.576	$35^\circ 10'$

Der Achsenwinkel wächst mit der Entfernung von der Mitte. Die Apertur ändert sich mit der Wellenlänge langsam im kurz- und langwelligen Gebiet, rascher bei mittleren Wellenlängen.

Die Dispersion der optischen Achsen wird in mehreren Tabellen dargestellt. Darin bedeuten:

1. $\angle 2E = 2E_{\lambda_1} - 2E_{\lambda_2} = \angle A - \angle B$, wo $\lambda_1 > \lambda_2$.

2. $\delta 2E = \frac{\angle 2E}{\lambda_1 - \lambda_2}$.

3. $A : c = \sigma_{\lambda_1} + E_{\lambda_1}$.

4. $B : c = \sigma_{\lambda_1} - E_{\lambda_1}$.

5. $+$ = Lage im stumpfen Winkel β ; $-$ = im spitzen Winkel β .

6. $\angle A = A_{\lambda_1} : c - A_{\lambda_2} : c$, wo $\lambda_1 > \lambda_2$.

7. $\delta A = \frac{\angle A}{\lambda_1 - \lambda_2}$.

8. $\angle B$ und δB analog $\angle A$ und δA .

9. Das Vorzeichen $+$ bedeutet, daß auf (010) von oben gesehen die Achse für Rot gegen den Uhrzeigersinn von der Achse für Blau weggedreht ist, bei negativem Vorzeichen im Uhrzeigersinn.

Dispersion der optischen Achsen nach Austritt in Luft.

Schnitt	λ	$\frac{\Delta 2E}{\Delta A - \Delta B}$	$\frac{\delta 2E}{100 \text{ Å}}$ pro	A : c	ΔA	$\frac{\delta A}{100 \text{ Å}}$ pro	B : c	ΔB	$\frac{\delta B}{100 \text{ Å}}$ pro
IV, XII	5790	6°	1.82°	+ 95°	+ 1 $\frac{3}{4}$ °	+ 0.53°	+ 11 $\frac{1}{2}$ °	— 4 $\frac{1}{4}$ °	— 1.29°
	5460			+ 93 $\frac{1}{4}$			+ 15 $\frac{3}{4}$		
XIII	5790	4	1.21	+ 95	+ $\frac{3}{4}$	+ 0.23	+ 11 $\frac{1}{2}$	— 3 $\frac{1}{4}$	— 0.98
	5460			+ 94 $\frac{1}{4}$			+ 14 $\frac{3}{4}$		
VII	5790	5 $\frac{1}{2}$	1.67	+ 97 $\frac{1}{4}$	+ 1 $\frac{1}{2}$	+ 0.45	+ 9 $\frac{1}{4}$	— 4	— 1.21
	5460			+ 95 $\frac{3}{4}$			+ 13 $\frac{1}{4}$		
IV	6716	1.6°	0.33°	+ 95.2°	— 0.9°	— 0.19°	+ 4.8°	— 2.5°	— 0.52°
	6234			+ 96.1			+ 7.3		
	4.1	0.92		+ 0.5	+ 0.11		+ 7.3	— 3.7	— 0.83
	5790	5.2	1.58	+ 95.6	+ 1.4	+ 0.42	+ 11.0	— 3.8	— 1.15
	5460	4.1	0.75	+ 94.2	+ 0.1	+ 0.02	+ 14.8	— 3.9	— 0.72
	4916	5.0	0.90	+ 94.1	+ 1.3	+ 0.23	+ 18.7	— 3.7	— 0.70
	4358			+ 92.8			+ 22.4		
	6716	20.0	0.85		+ 2.4	+ 0.10		— 17.6	— 0.75
	4358								
XIV Mitte und dunklerer Rand	6716	2.9°	0.60°	+ 92.9°	— 0.3°	— 0.06°	+ 7.1°	— 3.1°	— 0.64°
	6234			+ 93.2			+ 10.2		
	5790	2.4	0.54	+ 93.5	— 0.3	— 0.07	+ 13.1	— 2.9	— 0.65
	5460	2.8	0.85	+ 93.3	+ 0.2	— 0.06	+ 15.7	— 2.6	— 0.79
	4916	2.3	0.42	+ 94.1	— 0.8	— 0.15	+ 18.7	— 3.0	— 0.55
	6716	10.4	0.58		— 1.2	— 0.07		— 11.6	— 0.65
	4916								
XII Rand	6716	2.7°	0.56°	+ 95.8°	— 0.3°	— 0.06°	4.2°	— 3.1°	— 0.64°
	6234			+ 96.1			7.3		
	5790	3.0	0.68	+ 96.2	— 0.1	— 0.02	10.4	— 3.1	— 0.70
	5460	5.4	1.64	+ 94.7	+ 1.5	+ 0.45	14.3	— 3.9	— 1.18
	4916	5.1	0.94	+ 94.1	+ 0.6	+ 0.11	18.7	— 4.4	— 0.81
	6716	16.2	0.90		+ 1.7	+ 0.09		— 14.5	— 0.81
	4916								
XII Mitte	6716	5.8°	1.04°	+ 94.4°	+ 1.2°	+ 0.25°	+ 5.6°	— 4.6°	— 0.95°
	6234			+ 93.2			+ 10.2		
	5790	4.5	1.01	+ 92.6	+ 0.6	+ 0.14	+ 14.0	— 3.8	— 0.85
	5460	3.2	0.97	+ 92.2	+ 0.4	+ 0.12	+ 16.8	— 2.8	— 0.85
	4916	2.4	0.44	+ 92.9	— 0.7	— 0.13	+ 19.9	— 3.1	— 0.57
	6716	15.9	0.88		+ 1.5	+ 0.08		— 14.3	— 0.80
	4916								
XIII Rand	6716	2.7°	0.56°	+ 95.8°	— 0.3°	— 0.06°	+ 4.2°	— 3.1°	— 0.64°
	6234			+ 96.1			+ 7.3		
	5790	3.0	0.68	+ 96.2	— 0.1	— 0.02	+ 10.4	— 3.1	— 0.70
	5460	2.8	0.85	+ 96.0	— 0.2	+ 0.06	+ 13.0	— 2.6	— 0.79
	4916	4.1	0.75	+ 95.9	— 0.1	+ 0.02	+ 16.9	— 3.9	— 0.72
	6716	12.6	0.70		— 0.1	+ 0.00		— 12.7	— 0.71
	4916								
XIII Mitte	6716	1.9°	0.39°	+ 90.2°	— 0.8°	— 0.17°	+ 9.8°	— 2.6°	— 0.56°
	6234			+ 91.0			+ 12.4		
	5790	3.2	0.72	+ 91.0	0.0	0.0	+ 15.6	— 3.2	— 0.72
	5460	2.5	0.76	+ 91.0	0.0	0.0	+ 18.0	— 2.4	— 0.72
	4916	2.5	0.46	+ 91.6	— 0.6	— 0.11	+ 21.2	— 3.2	— 0.59
	6716	10.1	0.56		— 1.4	— 0.08		— 11.4	— 0.63
	4916								

Die Achse A tritt senkrecht auf Schnitten ungefähr parallel (100) aus, die Achse B auf Schnitten etwa senkrecht zu c. Die Dispersion ist für A verschwindend klein, für B recht ansehnlich. Bei letzterer gilt stets $B_0 : c < B_0' : c$; für A ist die Formel unsicher. Die Dispersion des Achsenwinkels erreicht ein Maximum zwischen $\lambda = 5790$ und 5460.

T. ICHIMURA, *A Teschenite from Rokkutsu near Taihoku, Taiwan (Formosa)* (Geol. Magaz. London, **69**, 67, 1932).

Augit, titanhaltiger, aus Teschenit von Rokkutsu und Kōkaryō. Pleochroismus schwach, α = licht purpurbraun, β = licht gelb oder licht gelbbraun, γ = licht braunpurpur. $\gamma > \alpha > \beta$. Opt. Char. pos. $c:\gamma$ = etwa 40° . Zwillinge nach (010). Zonarstruktur.

K. SCHOKLITSCH, *Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte* (Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. **63 A**, 319, 1932).

Pyroxen, titanhaltig, aus Nephelinbasanit von der Klöcher Klause. Grundmasse: $c:\gamma$ = 55° , α = violettgraubraun, γ = hell gelbbraun. Einsprenglinge: Zonarstruktur, Kern heller als Rand. $c:\gamma$ im Kern = 48° ; im Rand: $c:\gamma$ = bis 55° . α = hellgelbbraun, β = hell violettbraun, γ = dunkler violettbraun. Der Kern ist kaum merklich pleochroitisch mit farblos—grünlich. Der Kern wird als Diopsid, der Rand als titanhaltiger basaltischer Augit angesehen.

Pyroxen, titanhaltig. Einsprenglinge, aus Nephelinbasanit vom Kindsbergkogel. Kern farblos bis schwach gelblichbraun, Rand dunkler. Rand: α = hell gelblichgrün, β = gelblichgrün mit violett, γ = hell violettbraun; $c:\gamma$ = 56° . Im Kern: $c:\gamma$ = 46° . Auch hier Kern diopsidisch, Rand titanhaltiger basaltischer Augit.

Alkalipyroxene

A. KÖHLEB, *Einige Beobachtungen am Basalt von Neuhaus (Burgenland)* (Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, **141**, 1932).

Aegirin aus Basalt von Neuhaus. $c:\alpha$ = 6° im spitzen Winkel β . $\gamma - \alpha$ = 0.048. α = saftgrün, γ = blaßgrünlichgelb.

T. ICHIMURA, *A Teschenite from Rokkutsu near Taihoku, Taiwan (Formosa)* (Geol. Magaz. London **69**, 67, 1932).

Aegirin aus Teschenit von Rokkutsu und Kōkaryō. α = blaugrün, β = lichtgrün, γ = gelblichbraun oder bräunlichgelb. $\alpha > \beta > \gamma$. Opt. Char. neg. $c:\alpha$ = 3° .

Aegirinaugit, ebendaher. α = lichtgrün mit Stich ins Blaue oder licht braungrün mit Stich ins Blaue, β = lichtgrün mit Stich ins Braune, γ = lichtgraugrün oder licht braungrün. $c:\gamma$ = 65° .

W. F. P. McLINTOCK, *On the metamorphism produced by the combustion of hydrocarbons in the Tertiary sediments of south west Persia* (Mineral. Mag. London **23**, 207, 1932).

Aegirinaugit aus metamorphen Sedimenten von Chillingar, Südwestpersien. Prismen mit (100) und (010). Pleochroismus ausgesprochen. α = blaßgrün, β = gelblichgrün, γ = honiggelb. $\alpha = 1.760$, $\beta = 1.800$, $\gamma = 1.810$. $2V = 84-90^\circ$. Opt. Char. neg. Ausgesprochene geneigte Dispersion, $\varphi > v$. $c:\alpha$ = 14° . Es ist durch Übergänge mit einem **Diopsid** (s. d.) verbunden.

Monokline Amphibole

Strahlsteingruppe

A. N. WINCHELL, *Ferrotremolite, Oxyhornblende und Turmalin* (Americ. Mineralogist **17**, 472, 1932).

Ferrotremolit wird als Name für Fe-reiche Endglieder der Reihe $H_2Ca_2Mg_5Si_8O_{24}$ — $H_2Ca_2Fe_5Si_8O_{24}$ vorgeschlagen.

E. S. SLMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia. Series VII* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **18**, 61, 1931/32).

Aktinolith, W.-Australien. Analyse (MURRAY):

SiO ₂	55.72		
Al ₂ O ₃	0.78	Übertrag	87.28
Fe ₂ O ₃	1.51	CaO	10.28
FeO	6.72	Na ₂ O	0.14
MnO	0.60	K ₂ O	0.16
NiO	0.07	H ₂ O +	2.11
MgO	21.88	H ₂ O —	0.08
	87.28		100.05
		Sp. Gew.	3.05

M. LUKA, *Petrographische Notizen aus der Umgegend von Mrežičko, Alšar und Rožden in Südserbien* (Bull. Soc. Sci. Skoplje 9, 37).

Aktinolith aus Aktinolithamphibolit von Čavka. Auslöschungsschiefe 17°—17°30'. $\gamma = 1.6391$, $\gamma - \alpha = 0.0297$.

K. SUGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sugami* (Jap Journ. Geol. Geogr. IX, 87, 1931/32).

Aktinolith aus Aktinolithgestein von Kurokura. Wechselnd in der Farbe. Blaßgrüne Varietät. $n_1 = 1.630$, $n_2 = 1.644$ auf (110). $c:\gamma = 16^\circ$ auf (010). In einer dunkler gefärbten Varietät $n_2 = 1.653$.

Aktinolith aus Grünschiefer von Yaidzu. Niedrigstes n_1 auf (110) = 1.631, von Omatazawa = 1.641.

Aktinolith aus Aktinolithgestein von Kurokura: $n_1 = 1.632$, $n_2 = 1.646(5)$ auf (110); von Menohara: $n_1 = 1.648$.

J. SUZUKI, *Petrological study of the crystalline Schist System of Shikoku, Japan* Journ. Fac. Science, Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, I, No. 1, 27, 1930).

Aktinolith aus Aktinolithschiefern von Iratsuyama bei Besshi und Shirataki. Pleochroismus schwach. $\alpha =$ blaßgrün, $\beta = \gamma =$ blaßgrün mit gelblichem Ton, $\gamma = \beta > \alpha$. $c:\gamma = 25^\circ$. n_1 (110) = 1.639, n_2 (110) = 1.654 (Iratsuyama).

H. REH, *Beitrag zur Kenntnis der erzgebirgischen Erzlager* (Neues Jahrb. f. Mineral. Beil.-Bd. 65 A, 1, 1932).

Strahlstein von Johannes, Goldenhöhe. $c:\gamma = 16^\circ$ — 18° im stumpfen Winkel β . Sp. Gew. 18/4/L = 3.195.

T. KROKSTRÖM, *The Breven Dolerite Dike* (Bull. geol. Inst. Upsala 23, 243, 1932).

Hornblende, aktinolithische, aus feinkörnigem Olivindolerit des zentralen Bottorpegbietes. Hervorgegangen aus einer Umwandlung von **Olivin**. Farblose Nadeln ohne Pleochroismus. Opt. Char. nég. $2V = 74^\circ 40'$. $c:\gamma = 15^\circ$, $\gamma = 1.641 \pm 0.002$, $\alpha = 1.618 \pm 0.002$. $\gamma - \alpha$ gemessen = 0.023, berechnet = 0.023. Die gleiche Hornblende tritt auch in kompakterer Form auf, wenn die ehemaligen Olivinkörner von einem Pyroxenrand umgeben sind.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia. Series VI* (Journ. Roy. Soc. Western Australia 17, 137, 1930/31).

Cummingtonit aus Cummingtonitschiefer. Sp. Gew. = 3.04, $\alpha = 1.636$, $\gamma = 1.660$.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia. Series VII* (Journ. Roy. Soc. Western Australia 18, 61, 1931/32).

Cummingtonit, W.-Australien. Analyse (SIMPSON):

SiO ₂	58.80		
Fe ₂ O ₃	Spur	Übertrag	97.25
FeO	13.07	CaO	0.64
MnO	0.69	H ₂ O +	2.50
MgO	24.69	H ₂ O —	0.02
	97.25		100.41
		Sp. Gew.	3.06

H. ROSE u. J. FROMME, *Über ein neues Nephritvorkommen im Radautal im Harz* (Cbl. f. Min. 1932, 301).

Nephrit vom Kobleborn, oberes Radautal, Gang im Gabbro.

Analyse:	SiO ₂	54.43	Übertrag	61.33
	TiO ₂	0.01	MnO ₂	0.69
	Al ₂ O ₃	1.58	MnO	—
	Cr ₂ O ₃	—	CaO	11.70
	Fe ₂ O ₃	1.31	MgO	21.54
	FeO	4.00	H ₂ O 125°	0.30
	NiO	—	H ₂ O	4.05
		61.33		99.61

Ganz frisches Material enthielt nur 2.99 Gesamtwasser.

Sp. Gew. 15° = 2.947.

Die Analyse stimmt mit denen des Nephrits aus dem Harzburgit ebendaher überein.

Die Struktur ist feinfaserig, da wo keine Pressungen stattgefunden haben, liegen die Fasern parallel; sie stehen senkrecht zur Gangkluftwand, was übrigens auch für die Gänge im Harzburgit als der ursprüngliche Zustand angenommen wird.

Optische Eigenschaften: $\alpha = 1.601$, $\beta = 1.619$, $\gamma = 1.621$. $c:\gamma = 6^\circ$. γ = schwachgrünlich, β = ebenso mit etwas schwächeren Tönen, α = farblos.

ST. RICHARZ, *Note on Grünerite from the Lake Superior Region* (American Mineralogist 17, 437, 1932).

Grünerit aus Bijiki-Schiefer, Michigamme Mine. $\alpha = 1.677$, $\beta = 1.697$, $\gamma = 1.714$.

Farbe grün.

Grünerit von Spurr Mine und Imperial Mine. $\alpha = 1.659$ — 1.665 , $\beta = 1.676$ — 1.682 , $\gamma = 1.690$ — 1.697 . 32% FeO und 2.2% MnO an Material mit niedriger Lichtbrechung. 2V ist bei solchem Material 60°.

Grünerit von Collobrières, Frankreich. $\alpha = 1.686$, $\beta = 1.708$, $\gamma = 1.725 \pm 0.002$.

Farbe grünbraun.

Es wird ein Diagramm der Abhängigkeit von α , β , γ von der Zusammensetzung in der Reihe $H_2(Fe,Mn)_7Si_8O_{24}$ — $H_2Mg_7Si_8O_{24}$ auf S. 439 des Originals gegeben, bei dem einige Korrekturen verwendet sind.

Hornblendegruppe

H. H. THOMAS u. W. C. SMITH, *Xenoliths of igneous origin in the Trégastel-Ploumanach Granite, Côtes du Nord, France* (Quart. Journ. Geol. Soc. London 88, 274, 1932).

Hornblende, gemeine, aus Xenolithen im Granit von Trégastel. $c:\gamma = 14$ — 18° . α = olivgelb, β = matt schwarzgrün, γ = dunkelblaugrün oder entengrün (Farbangaben nach TH. RIDGWAY).

P. BEARTH, *Die Diabasgänge der Silvretta* (Schweiz. Min. Petr. Mittlg. 12, 147, 1932).

Hornblende aus Hornblendediabas. Blaugrün, schwach pleochroitisch. Opt. Char. negativ. 2V = 80°. $c:\gamma = 15^\circ$.

FR. PAPP, *Über die Dacite vom Börzsöny-Gebirge (Ungarn)* (Cbl. f. Min. 1932, 264).

Hornblende, gemeine, aus Dacit von Nógrad. Farbe grün, Pleochroismus stark. $\alpha = \beta$ = hellgrün mit stark gelbem Stich, γ = tiefgrün. $c:\gamma = 17^\circ 30'$.

Hornblende, gemeine, aus Dacit von Bányapüszta. Farbe grün, β = gelblichgrün, γ = tiefgrün. $c:\gamma' = 16^\circ$. Bei zonarer Struktur im Kerne $c:\gamma = 24^\circ$, in der Schale $c:\gamma' = 18^\circ$.

C. GOTTFRIED, *Über endogene basische Einschlüsse in sauren Tiefengesteinen. I. Die basischen Einschlüsse im Tonalit des Adamello* (Chemie der Erde 7, 586, 1932).

Hornblende, gemeine, aus Tonalit von Val di Genova. $c:\gamma = 17.5^\circ$. $\alpha =$ ledergelb mit Stich ins Grünliche, $\beta =$ bräunlichgrün, $\gamma =$ bräunlichgrün mit Stich ins Bläuliche. $\alpha_{Na} = 1.631$, $\beta_{Na} = 1.642$, $\gamma_{Na} = 1.651$, $\gamma - \alpha = 0.020$. 2 V über 80° . Opt. Char. neg.

K. SUGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sugami* (Jap. Journ. Geol. Geogr. IX, 87, 1931—32).

Hornblende, gemeine, aus Andesit von Kurokura. $\gamma =$ olivbraun, $\alpha =$ gelbbraun, $\gamma > \alpha$. $\alpha = 1.670$, $\gamma = 1.695$. Achsenebene (010), $c:\gamma = 14.5^\circ$. Opt. Char. neg. 2 V groß.

Hornblende, gemeine, aus Epidot-Aktinolith-Albitgestein von Yaidzu. Farbe grün, öfter mit Stich ins Blaue. $n_1 = 1.676$ (5), $n_2 = 1.687$ (5) auf (110).

Hornblende, gemeine, aus Grünschiefer von Yaidzu. $n_1 = 1.666$, $n_2 = 1.676$ auf (110).

Hornblende, gemeine, aus Grünschiefer von Omatazawa. $n_1 = 1.660$ (5), $n_2 = 1.671$ (5) auf (110).

Hornblende, gemeine, aus Grünschiefer von Kurukora. $n_1 = 1.660$ — 1.668 , $n_2 = 1.671$ — 1.677 auf (110).

Hornblende, gemeine, aus Amphibolit von Nakagawa: $c:\gamma = 14^\circ$, $n_1 = 1.665$, $n_2 = 1.676$ (5) auf (110); von Nakagawa: $c:\gamma = 17^\circ$, $n_1 = 1.654$, $n_2 = 1.664$ auf (110); von Omatazawa: $c:\gamma = 12^\circ$, $n_1 = 1.673$, $n_2 = 1.684$ auf (110).

Hornblende, gemeine, aus Aplitgang im Amphibolit von Nakagawa. Farbe grün. $n_1 = 1.654$, $n_2 = 1.655$ (5) und $n_1 = 1.653$, $n_2 = 1.655$ (5) auf (110).

Hornblende, gemeine, aus Aplitischen Schlieren im Amphibolit von Nakagawa. Farbe grün. $n_1 = 1.661$, $n_2 = 1.671$ auf (110), $c:\gamma = 15^\circ$. Die Hornblende des Amphibolits, ebenfalls grün, hat: $n_1 = 1.661$, $n_2 = 1.671$ (5) auf (110), $c:\gamma = 15^\circ$.

Hornblende, gemeine, aus stark gefaltetem Amphibolit von Omatazawa. $n_1 = 1.666$ (5), $n_2 = 1.677$ (5) auf (110).

Hornblende, gemeine, aus massivem Amphibolit von Uenohara. $n_1 = 1.652$, $n_2 = 1.662$ auf (110), Farbe grün.

Hornblende, gemeine, aus schiefrigen Amphiboliteinschlüssen in Quarzdiorit: $c:\gamma = 16.5^\circ$, $n_1 = 1.655$, $n_2 = 1.667$ auf (110), aus granoblastischen Amphiboliteinschlüssen: $c:\gamma = 17^\circ$, $n_1 = 1.651$, $n_2 = 1.662$ auf (110).

Hornblende, gemeine, aus Plagioklas-Hypersthenfels von Hokizawa. Farbe grün, $n_1 = 1.655$, $n_2 = 1.667$ auf (110).

Hornblende, gemeine, aus gangförmigem pegmatitischem Diorit von Hokizawa der den Anthophyllitplagioklasfels durchsetzt. Analyse (S. TANAKA):

SiO ₂	48.11	Übertrag	85.82
TiO ₂	0.98	CaO	10.80
Al ₂ O ₃	8.00	Na ₂ O	1.02
Fe ₂ O ₃	3.57	K ₂ O	0.14
FeO	10.19	H ₂ O +	1.55
MnO	0.29	H ₂ O —	0.20
MgO	14.68	P ₂ O ₅	0.06
	85.82		99.59

Farbe grün, $n_1 = 1.658$, $n_2 = 1.669$ (5) auf (110). $\alpha = 1.646$ (5), $\beta = 1.660$ (5), $\gamma = 1.670$ (5), $\gamma - \alpha = 0.024$, $c:\gamma'$ auf 110 = 14.5° . 2 V berechnet = $77^\circ 48'$.

Hornblende, gemeine, aus Anthophyllitplagioklasfels von Hokizawa: $n_1 = 1.660$, $n_2 = 1.671$ auf (110), Farbe grün.

V. LEINZ, *Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten und Graniten* (Zeitschr. f. Krist. B (TSCHERMAKS Mittlg.) 42, 81, 1932).

Hornblende, gemeine, aus Dioriten des südlichen Odenwaldes. Opt. neg. Pleochroismus kräftig, aber wechselnd. Zwillinge nach (100) gewöhnlich, bisweilen

in mehrfachen (bis 10) Lamellen. Spaltbarkeit stark wechselnd zwischen gut und schlecht; letzteres wird mit einer Chloritisierung erklärt. Stellenweise feine Erzstäbcheneinlagerungen, besonders im Kern, sie liegen parallel der c-Achse in den Spalt-
rissen. Zonarstruktur nicht selten, dabei Kern dunkler als Rand. Gelegentlich Verwachsung mit Pyroxen und Biotit. Umwandlung in Pennin, selten in Epidot.

Tabelle der Konstanten:

1. normaler Diorit ssö von Oberabsteinach,
2. Augitdiorit $1\frac{1}{2}$ km wsw von Oberabsteinach,
3. normaler Diorit nnö von Oberabsteinach,
4. normaler Diorit $1\frac{1}{2}$ km wsw von Oberabsteinach,
5. schwachgeschieferter Diorit wsw von Trösel,
6. geschieferter Diorit nahe Amphibolitkontakt nw Unterflockenbach.

Nr.	α'	γ'	$\gamma' - \alpha'$	c: γ'	Farben nach OSTWALD bei Dünnschliffdicke			Dichte
					α	β	γ	
1	1.656	1.670	0.014	16.0	1 24	20 24	15 24	3.21
2	1.652	1.668	0.016	14.0	3 23	26 24	22 24	3.17
3	1.652	1.666	0.014	15.0	3 1	20 24	20 24	3.14
4	1.655	1.670	0.015	14.5	3 1	20 24	20 24	3.17
5	1.660	1.673	0.013	15.0	3 24	26 24	27 24	3.18
6	1.662	1.675	0.013	15.5	3 1	26 24	27 24	3.17

Hornblende, gemeine. aus Amphiboliten des südlichen Odenwaldes. Zwillinge nach (100) und Zonarstruktur selten. Opt. neg. Spaltbarkeit nicht so gut wie bei den Hornblenden des Diorits, was auf Chloritisierung zurückgeführt wird. Erzeinlagerungen sind selten. Bei dem Amphibolit von Weiher Verwachsung mit Biotit. Umwandlung in Chlorit, selten Epidot. Tabelle der Konstanten:

1. aus massigem Amphibolit vom Gartnerskopf,
2. aus massigem A. südlich Weiher,
3. aus geschiefertem A. westlich Unter-Absteinach,
4. aus dioritähnlichem A. $1\frac{1}{2}$ km nw Unterflockenbach.

Nr.	α'	γ'	$\gamma' - \alpha'$	c: γ'	Farben nach OSTWALD bei Dünnschliffdicke			Dichte
					α	β	γ	
1	1.663	1.675	0.012	16.0	3 1	9 24	10 1	3.19
2	1.660	1.674	0.014	14.5	3 24	9 24	15 24	3.16
3	1.658	1.672	0.014	15.5	3 1	26 24	27 24	3.20
4	1.657	1.671	0.014	15.0	3 1	25 23	27 24	3.17

H. WIESENER, *Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes* (Zeitschr. f. Krist. B (TSCHERMAKS Mittlg.) **42**, 136, 1932).

Hornblende, gemeine, aus Amphibolit von Ziegersberg. c: $\gamma = 18^\circ$. Opt. Char. neg. $2V = 84^\circ$. Achsendispersion: $A_v > e$, $B_v > e$. Pleochroismus nach RADDE bei

Dünnschliffdicke $\alpha = 10$ gelbgrün v, $\beta =$ gelbgrün h, $\gamma = 13$ grasgrün n. $\gamma - \alpha = 0.025 - 0.029$. Sp. Gew. 3.11. Einschlüsse von Klinoisit, Epidot, Quarz, Zirkon, Titanit, Analyse, berechnet aus der Gesteinsanalyse:

SiO ₂	42.0	Übertrag	76.0
TiO ₂	0.9	MgO	13.6
Al ₂ O ₃	20.0	CaO	8.7
Fe ₂ O ₃	5.2	Na ₂ O	0.9
FeO	7.3	K ₂ O	0.6
MnO	0.6	H ₂ O +	0.2
	76.0		100.0

Hornblende, gemeine, aus Granatamphibolit von Schäffern. Auffällig ist, daß dort, wo die Hornblende an den Granat grenzt, die Absorptionsfarben viel satter sind. Diablastisch durchwachsen mit Plagioklas und Augit, die jeweils untereinander parallel orientiert sind. Bei letzterem handelt es sich um einen tonerdehaltigen **Diopsid** (s. d.).

Hornblende, gemeine, aus Pseudoklogit von Schäffern. Opt. Char. neg. c: $\gamma = 14^\circ$. Achsendispersion schwach: $A_v > e$, $B_v > e$. Pleochroismus bei Dünnschliffdicke nach RADDE: $\alpha = 10$ gelbbraun w, $\beta = 10$ gelbbraun m, $\gamma = 13$ grasgrün l. $\gamma - \alpha = 0.022$. Analyse, berechnet aus der Gesteinsanalyse:

SiO ₂	45.5	Übertrag	72.3
TiO ₂	0.7	MgO	8.6
Al ₂ O ₃	9.2	CaO	12.7
Fe ₂ O ₃	2.2	Na ₂ O	4.4
FeO	14.3	K ₂ O	1.4
MnO	0.4	H ₂ O	0.6
	72.3		100.0

Hornblende, gemeine, aus Granatamphibolit von Steinbach. c: $\gamma = 13^\circ$. Opt. Char. neg. Pleochroismus bei 0.048 mm Dünnschliffdicke nach RADDE: $\alpha = 35$ gelbgrau v, $\beta = 35$ gelbgrau k, $\gamma = 36$ gelbgrüngrau k. $\gamma - \alpha = 0.025$. Dispersion: $A_v > e$ deutlich, $B_v > v$ deutlich.

Hornblende, gemeine, aus Kalksilikathornfels von Steinbach. Im Pleochroismus machen sich braune Farbtöne geltend; bei Dünnschliffdicke von 0.037 nach RADDE: $\alpha = 31$ neutralgrau r, $\beta = 34$ orangebraun r, $\gamma = 35$ gelbgrau v. c: $\gamma = 16^\circ$. Opt. Char. neg. $\gamma - \alpha = 0.017$. Umwandlung in Augit und Plagioklas.

T. KROKSTRÖM, *The Breven Dolerite Dike* (Bull. geol. Inst. Upsala **23**, 242, 1932).

Hornblende aus Epidolerit von Gustafsberg und Hogsäter in 3 Varietäten. Vorherrschend ist I, II und III, bildet gewöhnlich deren Kern.

- I. $\alpha =$ strohgelb, $\beta =$ olivbraun, $\gamma =$ moosgrün,
c: $\gamma = 16^\circ$, $2V$ ca. 80° . Opt. Char. neg.
- II. $\alpha =$ farblos, $\beta =$ gelbgrün, $\gamma =$ grasgrün,
c: $\gamma = 16^\circ$, $2V > 80^\circ$. Opt. Char. neg.
- III. $\alpha =$ grasgrün, $\beta =$ dunkelgelb, $\gamma =$ blaugrün,
 $2V > 80^\circ$, aber kleiner als Nr. II.

Davon wird I als primär angesehen.

Hornblende aus Granophyr zwischen Hinnarsjön- und Dunsjönsee. c: $\gamma = 14^\circ$. Schwacher Pleochroismus mit grün und braun.

S. R. NOCKOLDS, *The contaminated granite of Bibette Head, Alderney* (Geol. Magaz. London **69**, 433, 1932).

Hornblende aus Granit von Bibette Head. Farbe grün. $\alpha =$ sehr blaßgrün, $\beta =$ braungrün, $\gamma =$ mittelgrün. c: $\gamma = 22^\circ$. Opt. Char. neg. $\alpha = 1.657$, $\gamma = 1.676$, $\gamma - \alpha = 0.019$. Zwillinge nach (100) nicht ungewöhnlich.

C. BURRI u. H. HUBER, *Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin (Upper Burma)* (Schweiz. Mineral. Petr. Mittlg. **12**, 286, 1932).

Hornblende aus Olivin-Pyroxenandesiten. Leicht zonar mit fleckiger Farbverteilung. α = hellgelbgrün bis helloliv. $\beta = \gamma$ = kräftig gelbbraun bis schmutzig olivbraun. $c:\gamma$ um 10° . $2V = 70-80$. Opt. Char. neg. Achsenebene in (010). Messungen an einem zonaren Kristall mit $2V = 72^\circ$: Kern $\gamma - \alpha = 0.026_7$, $\gamma - \beta = 0.009_2$, $\beta - \alpha = 0.017_5$. $2V = 72^\circ$; Hülle $\gamma - \alpha = 0.030_6$, $\gamma - \beta = 0.010_7$, $\beta - \alpha = 0.019_9$. $2V = 107\frac{1}{3}^\circ$. Opt. Char. neg.

Hornblende aus Pyroxenhornblendit. α = hellgelbgrün, $\beta = \gamma$ = schmutzigoliv. $\beta = b$, $c:\gamma = 14-18^\circ$. $2V_\gamma$ um 100° . Opt. Char. neg. Selten Zwillinge nach (100). Zonarstruktur schwach ausgebildet. Rand höher doppelbrechend, mit größerem Achsenwinkel, etwas geringerem $c:\gamma$, oft auch tiefer gefärbt. Der Achsenwinkel steigt im Rand bis 102° während er im zentralen Teil bis knapp unter 90 geht, so daß diese Teile opt. pos. werden. Kern: $\gamma - \alpha = 0.019_6$, $\gamma - \beta = 0.009_2$, $\beta - \alpha = 0.010_4$. $2V_\gamma = 93\frac{1}{2}^\circ$. Opt. Char. neg. Hülle: $\gamma - \alpha = 0.021_6$, $\gamma - \beta = 0.008_9$, $\beta - \alpha = 0.012_7$. $2V_\gamma = 100^\circ$. Opt. Char. neg.

Hornblende aus endogenem Quarzdioritauwürfling. Farbe grün. α = fast farblos bis hellbräunlichgrün, $\beta = \gamma$ = grünlichbraun bis braunoliv, $b = \beta$, $\gamma - \alpha = 0.023_2$, $\gamma - \beta = 0.008_3$, $\beta - \alpha = 0.014_9$, $c:\gamma = 16-18^\circ$. $2V_\gamma = 106\frac{1}{2}^\circ$. Opt. Char. neg.

M. LUKA, *Petrographische Notizen aus der Umgegend von Mrežičko, Alšar und Rožden in Südserbien* (Bull. Soc. Sci. Skoplje **9**, 37).

Hornblende aus Diabas von Čavka. $\alpha = 1.6038$, $\beta = 1.6155$, $\gamma = 1.6284$, $\gamma - \alpha = 0.023_3$, $c:\gamma' = 21^\circ$.

H. REH, *Beitrag zur Kenntnis der erzgebirgischen Erzlager* (Neues Jahrb. f. Mineral. Beil.-Bd. **65** A, 1, 1932).

Hornblende, faserig-stengelig, von der Sebastianzeche bei Haadorf in Böhmen. Sp. Gew. $18\frac{1}{4} L = 3.277$.

Hornblende, grob, schwarz, Dorotheazeche bei Orpus. Sp. Gew. $18\frac{1}{4} L = 3.386$.

Hornblende, faserig, Antonizeche bei Joachimstal, d $18\frac{1}{4} L = 3.390$.

E. WIMAN, *Studies of some Archaean rocks in the neighbourhood of Upsala, Sweden, and of their geological position* (Bull. geol. Inst. Upsala **23**, 1, 1932).

Hornblende aus Quarzandesit von Fyris. $c:\gamma = 18^\circ$. γ grün = ea 88 $>$ β gelbgrün $>$ α blaßgelb = ea 04 (OSTWALD). Opt. Char. neg.

Hornblende (aktinolitisch), den Pyroxen ($c:\gamma = 40^\circ$) des Diorites von Lundby umsäumend. Farbe graugrün. $c:\gamma = 20^\circ$. Opt. Char. neg. γ graugrün = ea 83 $>$ β blaßgraugrün = ea 92 $>$ α sehr blaß graugelb = ea 00. Diese wird umsäumt von einer braungrünen Hornblende mit $c:\gamma = 11^\circ$, verzwillingt nach (100). γ bräunlichgrün = le 96 $>$ β braun = le 04 $>$ α blaßgelb mit Stich ins Braune = ge 04. Als äußerster Rand öfter eine blaugrüne Hornblende mit $c:\gamma = 13^\circ$, γ blaugrün = la 79 $>$ β grün $>$ α blaßgelb = ea 96: die Interferenzfarben sind niedriger und der Achsenwinkel größer als bei der braungrünen Hornblende.

Hornblende aus Quarzdioritporphyrit von Johanneslund. Braungrün. Verzwillingt nach (100) $c:\gamma = 18^\circ$, γ bräunlichgrün = le 96 $>$ β braun $>$ α blaßgelbbraun = ge 04. Öfter umsäumt mit einer blaugrünen H. mit $c:\gamma = 19^\circ$, γ bläulichgrün = la 79 $>$ β grün $>$ α blaßgelb = ea 96. Als Kern der blaugrünen H. tritt öfter eine aktinolitische Hornblende auf von graugrüner Farbe mit höheren Interferenzfarben als die blaugrüne und mit γ graugrün = ea 83 und α sehr blaß graugelb = ea 00.

Hornblende aus Granit von Upsala. Zwillinge nach (100), mehrfach. $c:\gamma = 14-16^\circ$. Opt. Char. neg. $\gamma = 1.6870$. Farbe braungrün, γ grünlichbraun = le 96 $>$ β braun = le 04 $>$ α blaßgelb = ea 00. $\gamma - \alpha = 0.021$. Als Saum um diese eine blaugrüne H. mit $c:\gamma = 17^\circ$, γ bläulichgrün = na 83 und α blaßgelb = ea 00.

Hornblende aus Diorit von Vipängen. Zwillinge nach (100). $c:\gamma = 18^\circ$, γ bräunlichgrün = ne 88 $\succ \beta$ braun = le 04 $\succ \alpha$ blaßgelb = ea 00. Sie ist öfter von einer blaugrünen umsäumt und kann ihrerseits den Pyroxen (s. d.) umsäumen.

Hornblende aus Granit von Oviike. Ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110). Zwillinge nach (100). $c:\gamma = 19^\circ$, γ bräunlichgrün = le 96 $\succ \beta$ braun = le 04 $\succ \alpha$ blaßgelb = ea 00. Sie ist oft umsäumt von einer blaugrünen H. mit γ bläulichgrün = na 83 und α blaßgelb = ea 00.

Hornblende aus Granit von Kraklund. $c:\gamma = 15^\circ$, γ blaßgraugrün = ge 88 $\succ \beta$ blaßbraun = le 04 $\succ \alpha$ blaßgelblichbraun = ec 04.

Hornblende aus Malchit von Husby. Senkrecht β ist $c:\gamma = 15^\circ$, γ bläulichgrün = na 83 $\succ \beta$ graubraun = le 04 $\succ \alpha$ blaßgelblichbraun = ic 00. Opt. neg.

Hornblende aus Skarnen von Husby Långhundra. γ tief blaugrün = pa 75 $\succ \beta$ dunkelbraungrün = ne 88 $\succ \alpha$ sehr blaß gelbbraun = ea 04. $c:\gamma = 16^\circ$, $2E_{Na} = 63^\circ$. Opt. neg. $v \succ q$. Sehr gute Spaltbarkeit nach (100).

Hornblende aus Amphibolit von Bista. γ dunkel blaugrün = na 83 $\succ \beta$ grünlichbraun = le 00 $\succ \alpha$ blaßgelb = ea 00. $c:\gamma = 15^\circ$. Opt. neg.

Hornblende aus Diorit von Norrdalen. γ blaß blaugrün = ie 79 $\succ \beta$ braungrün = le 04, α sehr blaß gelb = ec 04, $c:\gamma = 17^\circ$. Opt. neg. 2V groß. Es scheint ein Umwandlungsprodukt einer braunen Hornblende zu sein, die in Relikten vorkommt; diese zeigt γ grünlichbraun = ie 04 $\succ \beta$ grünlichbraun = ie 00 $\succ \alpha$ sehr blaß gelb = ec 04.

Hornblende aus schiefrigem Diorit von Tarfsjön. γ bläulichgrün = ne 83 $\succ \beta$ bräunlichgrün = le 96 $\succ \alpha$ blaßgelb = ec 04, $c:\gamma = 18^\circ$. Opt. neg. Wiederholte Zwillingsbildung nach (100).

Hornblende aus schiefrigem Upsalagranit. 2V = 64° . Opt. Char. neg. γ = blaugrün na 83 $\succ \beta$ grünbraun = le 96 $\succ \alpha$ blaßgelb = ea 00.

Hornblende aus amphibolitischen Gängen von Norrby. Zwillinge nach (100). $c:\gamma = 16^\circ$, γ blaß blaugrün = ge 83 $\succ \beta$ blaß braungrün $\succ \alpha$ sehr blaßgelb = ea 00. Opt. neg. Umwandlungsprodukt einer braunen Hornblende.

Hornblende aus amphibolitischem Gang von Lockstaholm. γ bräunlichgrün = le 96 $\succ \beta$ blaßbraun = le 04 $\succ \alpha$ blaßgelblichbraun = ea 04. $c:\gamma = 15^\circ$. Opt. neg. Umwandlung in Chlorit.

Hornblende. Zahlreiche Größenmessungen an pleochroitischen Höfen um Zirkon und Apatit siehe Original S. 84—87.

G. CH. A. JACKSON, *The geology of the N'Changa District Northern Rhodesia* (Quart. Journ. Geol. Soc. London 88, 443, 1932).

Hornblende, natronhaltige aus basischen Intrusionen im Granit von Kafue Valley. Farbe blaugrün, mäßiger Pleochroismus. α = blaßgelbgrün, β = grasgrün, γ = blaugrün. Opt. Char. neg. 2V groß. $\gamma - \alpha$ annähernd 0.023. Achsenebene parallel (010).

Hornblende aus skapolithisierten Gabbros. Pseudomorphosen nach den ehemaligen Augiten des Gesteins. Farbe blaßgrün. Pleochroismus deutlich. α = farblos, β = gelblichgrün, γ = blaß blaugrün. $c:\gamma = 18^\circ$. 2V groß. Opt. Char. neg.

Hornblende, natronhaltige, als Rand um die grüne Hornblende bei deren Kontakt mit Skapolith. Opt. Char. neg. Farbe blaugrün, Pleochroismus stark. α = blaß gelbgrün, β = grasgrün, γ = tiefblaugrün. $c:\gamma = 27^\circ$. 2V groß.

G. D. OSBORNE, *The metamorphosed limestones and associated contaminated igneous rocks of the Carlingford District. Co. Louth* (Geol. Mag. London 69, 209, 1932).

Edenit aus Kalkkontaktgesteinen von Carlingford. Prismatisch, pos. Char. der Längsrichtung. Opt. Char. pos. Gute Spaltbarkeit nach (110). $c:\gamma$ bis 28° . $\gamma - \alpha$ etwa 0.015.

P. BEARTH, *Die Ganggesteine des Malcantone* (Schweiz. Mineral. Petr. Mittlg. **12**, 180, 1932).

Hornblende, braune. aus Camptonit von Astano. α = strohgelb, β = braun, γ = tiefbraun. Farbe tiefbraun.

Hornblende, braune. aus Camptonit von Costa und Bombinaseo. Farbe braun-grün. α = hellbraun, β = olivbraun, γ = dunkelgrünbraun. $c : \gamma = 12-14^\circ$. Randlicher Übergang in grüne Hornblende.

SH. KOZU u. J. UEDA, *The thermal expansion of basaltic Hornblende* (Jap. Journ. Geol. Geogr. **9**, 1931/32, Abstracts No. 3-4, 10. Journ. Jap. Ass. Miner. Petr. Econom. Geol. **6**, 1-8, 1931).

Hornblende, basaltische. von Ôdôdô. Kakomen, Meisengun, Nord-Kankyôdô, Korea. $\alpha = 1.684-5$, $\beta = 1.701$, $\gamma = 1.720$. α = licht braun, β = rötlichbraun, γ = dunkelbraun. $\alpha < \beta < \gamma$. $c : \gamma = 3-5^\circ$.

Hornblende, basaltische. von Lukow in Böhmen. $\alpha = 1.675-6$, $\beta = 1.697$, $\gamma = 1.709$. α = lichtbraun, β = braun, γ = gelbbraun. $\alpha < \beta < \gamma$ (?). $c : \gamma = 3-5^\circ$. (Analyse dieses Materials siehe F. HANTSCH u. E. HIBISCH, *Tschermaks Min. Petr. Mittlg.* 1905, 270.)

A. N. WINCHELL, *Ferrotremolite, Oxyhornblende und Turmalin* (Americ. Mineralogist **17**, 472, 1932).

Oxyhornblende. Es wird vorgeschlagen, die **basaltische Hornblende**, die durchaus nicht auf die Basalte beschränkt ist, Oxyhornblende zu nennen. Anlaß dafür ist die Umwandlung gemeiner Hornblende durch Erhitzen in basaltische, bei der eine Umwandlung von Ferroeisen in Ferrieisen erfolgt. Diese wird nicht auf eine Sauerstoffaufnahme aus Luft zurückgeführt, sondern auf Wasserstoffverlust.

T. ICHIMURA, *A Teschenite from Rokkutsu near Taihoku, Taiwan (Formosa)* (Geol. Magaz. London **69**, 67, 1932).

Barkevikit aus Teschenit von Rokkutsu. α = lichtbraungelb, β = rötlichbraun, γ = tiefbraun. $\gamma > \beta > \alpha$. Opt. Char. neg. $c : \gamma = 5^\circ$.

Gruppe der Alkalamphibole

J. SUZUKI, *Petrological study of the crystalline Schist System of Shikokû, Japan* (Journ. Fac. Science, Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. I, No. 1, 27, 1930).

Glaukophan aus Glaukophanschiefern von Otakisai, Prov. Awa.

SiO ₂	56.71	Übertrag	89.74
Al ₂ O ₃	14.14	MgO	4.33
Fe ₂ O ₃	9.78	Na ₂ O	4.83
FeO	4.31	K ₂ O	0.25
CaO	4.80		
	<hr/> 89.74		<hr/> 100.12

E. KÜNDIG, *Versuch einer petrographischen Charakteristik des kristallinen Grundgebirges von Celebes* (Schweiz. Min. Petr. Mittlg. **12**, 450, 1932).

Glaukophan aus Glaukophangesteinen. Prismen: Farben etwas fleckig, vereinzelt eine farblose Randzone. a = gelblichgrau, b = violett, c = himmelblau. $c > b > a$. Auslöschungsschiefe 6° .

K. CHUDoba u. K. OBENAUER, *Über die metamorphen Gesteine bei Winterburg im Hunsrück* (Neues Jahrb. f. Mineral. Beil.-Bd. **63A**, 59, 1932).

Crossit von der Halde der Grube an der Straße Winterburg—Winterbach. α in der Längsrichtung, Auslöschung $18-22^\circ$ zur c -Achse. Pleochroismus stark, α = blau, β = schwach bläulich, γ = braungrün.

Glimmergruppe

E. S. SIMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia. Series VII* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **18**, 61. 1931/32).

Muskovit, Pseudomorphosen nach **Korund** (s. d.) bildend von Lower Chittering, S.W., aus Quarzbiotitschiefer. Sp. Gew. der Pseudomorphosen 2.86. Analyse (D. G. MURRAY):

SiO ₂	44.28		
Al ₂ O ₃	35.64	Übertrag	84.20
Fe ₂ O ₃	2.56	Na ₂ O	0.36
CaO	0.28	K ₂ O	10.34
BaO	1.16	H ₂ O	4.92
MgO	0.28	TiO ₂	0.14
	84.20		99.96

S. JIMORI u. J. YOSHIMURA, *A rosy Muscovite from Suizawa and a darkgrey Muscovite from Doi* (Sci. Papers Phys. Chem. Research. Tokio **10**, 221, 1929).

Muskovit aus Pegmatit von Suizawa. Farbe rosa, nicht pleochroitisch $H = 2\frac{1}{2}$. Analyse:

SiO ₂	45.77		
Al ₂ O ₃	37.02	Übertrag	85.78
Fe ₂ O ₃	0.75	K ₂ O	9.28
TiO ₂	0.10	Na ₂ O	1.17
CaO	0.12	Li ₂ O	0.26
MgO	0.34	H ₂ O +	1.39
(Cu,Pb)O	1.65	H ₂ O —	0.86
Seltene Erdoxyde	0.03	F	0.44
	85.78		99.18

Muskovit von Doi, Präfektur Ehime. Farbe grünlichgrau.

Analyse:	SiO ₂	46.42		
	Al ₂ O ₃	31.20	Übertrag	84.99
	Fe ₂ O ₃	5.66	MgO	2.17
	FeO	1.39	K ₂ O	7.38
	TiO ₂	0.20	NaO	2.80
	CaO	0.12	H ₂ O	2.18
		84.99		99.52

M. LUKA, *Petrographische Notizen aus der Umgegend von Mrežičko, Alšar und Rožden in Südserbien* (Bull. Soc. Sci. Skoplje **9**, 37).

Muskovit aus Muskovitgneis von Mrežičko. $\alpha = 1.5608$, $\beta = 1.5931$, $\gamma = 1.6072$, $\gamma - \alpha = 0.0475$. $2V = 43^\circ 13'$.

M. VENDL u. A. ROMWALTER, *Beiträge zur Kenntnis der Leukophyllite* (Mittlg. berg- und hüttenmänn. Abtlg. an der Kgl. ungar. Hochschule f. Berg- und Forstwesen zu Sopron, Ungarn **1930**, 366).

Muskovit aus Leukophyllitlager vom Diebmansgraben im Soproner Gebirge. $\alpha = 1.557(9)$, $\beta = 1.589(3)$, $\gamma = 1.594(1)$. $2E$ zwischen $69^\circ 32'$ und $73^\circ 0'$, Mittelwert $70^\circ 40'$. $2V = 42^\circ 42'$ und $43^\circ 12'$ (berechnet). $\varrho > v$.

A. BRAMMALL u. H. HARWOOD, *The Dartmoor Granites: Their genetic Relationshipships* (Quarterly Journ. Geol. Soc. London **88**, 171, 1932).

Muskovit aus zersetztem Cordierit (s. d.) aus Granat-Cordierit-Biotitgranit.

SiO ₂	47.59	Übertrag	85.81
Al ₂ O ₃	19.49	Na ₂ O	2.09
Fe ₂ O ₃	1.92	K ₂ O	6.44
FeO	12.55	TiO ₂	1.60
MgO	3.01	H ₂ O + 110°	2.93
CaO	1.25	H ₂ O — 110°	0.18
	85.81		99.05

Muskovit aus Granit von Hayton Quarry. $K_2O : Na_2O = 81 : 19$.

M. Vendl u. A. Romwarter, *Beiträge zur Kenntnis der Leukophyllite* (Mittlg. berg- und hüttenmänn. Abtg. an der Kgl. ungar. Hochschule f. Berg- und Forstwesen zu Sopron, Ungarn 1930, 366).

Leukophyllit. Linse im Gneis im Diebmansgraben im Soproner Gebirge. Farblos. $\alpha = 1.578$, $\beta = 1.578(4)$, $\gamma = 1.589(6)$ (weißes Licht), $\gamma - \alpha = 0.011(6)$, $\gamma - \beta = 0.11(2)$, $\beta - \alpha = 0.000(4)$. Opt. Char. pos. γ tritt etwas schief auf (001) aus. 2V zwischen 20 und 23°, 2E zwischen 21°52' und 36°24'. Dispersion sehr schwach $v > \rho$.

J. Suzuki, *Petrological study of the crystalline Schist System of Shikoku, Japan* Journ. Fac. Science, Hokkaido Imp. Univ. Ser. IV, Vol. I, No. 1, 27, 1930).

Sericit aus Sericitquarzschiefern von Chichibu.

SiO ₂	53.01	Übertrag	88.49
Al ₂ O ₃	34.71	K ₂ O	6.05
Fe ₂ O ₃	Spur	Na ₂ O	1.01
CaO	0.27	H ₂ O	4.67
MgO	0.50		
	88.49		100.21

G. D. Osborne, *The metamorphosed limestones and associated contaminated igneous rocks of the Carlingford District, Co. Louth* (Geol. Magaz. London 61, 209, 1932).

Phlogopit aus Kalkkontaktgesteinen von Carlingford. Pleochroismus $\gamma > \beta > \alpha$. Achsenebene parallel (010). 2E hoch bis zu 12°. $\rho = v$. $\alpha = 1.552$, $\gamma = 1.590$. $\gamma - \alpha = 0.038$. Chemisch wurde Fluor nachgewiesen.

C. Burri u. H. Huber, *Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin (Upper Burma)* (Schweizer Mineralog. Petr. Mittlg. 12, 286, 1932).

Phlogopit aus Biotit-Pyroxenolith, Lower Chindwin. Analyse (J. Jakob):

SiO ₂	37.63	Übertrag	91.31
Al ₂ O ₃	15.67	Na ₂ O	1.49
Fe ₂ O ₃	2.97	TiO ₂	2.11
FeO	3.86	H ₂ O +	5.14
MnO	0.02	H ₂ O —	0.00
MgO	22.24	NiO	0.00
CaO	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00
K ₂ O	8.92		
	91.31		100.05

Pleochroismus schmutzig hellbraun : hellbeige. $2V_{Na} = 4.5^\circ$.

J. Jakob u. J. Parga-Pondal, *Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. X. Mittlg.: Über die Rolle des Titans in den Phlogopiten* (Zeitschr. f. Krist. 82A, 271, 1932).

Phlogopit. Analysen:

- I. Von Ambatoabo, Madagaskar, Anal. PARGA-PONDAL.
- II. Von Saharakara, Madagaskar, Anal. PARGA-PONDAL.
- III. Von Mandeidrano, Madagaskar, Anal. PARGA-PONDAL.

IV. Von Ampandrandara, Madagaskar, Anal. PARGA-PONDAL.

V. Von Isolo, Madagaskar, Anal. PARGA-PONDAL.

VI. Von Burgeß, Ontario, Anal. PARGA-PONDAL.

VII. Ebendaher, Anal. PARGA-PONDAL.

VIII. Von Hull, Quebec, Anal. PARGA-PONDAL.

IX. Von Rossie, St. Lawrence Co., Anal. PARGA-PONDAL.

X. Von Pargas, Finnland, Anal. JAKOB.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO ₂	38.73	38.63	38.66	38.36	41.57	40.59	41.18	39.53	39.72	41.97
TiO ₂	0.86	1.11	1.64	1.69	2.19	0.86	0.39	1.74	4.07	0.00
Ti ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.54	—	—	—
Al ₂ O ₃	16.76	16.80	16.98	16.71	10.60	14.38	12.52	14.94	14.24	11.41
Fe ₂ O ₃	0.66	1.68	0.00	1.18	0.00	0.00	0.00	0.71	0.00	1.13
FeO	1.42	2.79	2.09	2.96	3.28	1.50	0.30	2.49	4.79	0.68
MnO	0.06	0.26	0.03	0.15	0.06	0.05	0.04	0.03	0.13	0.02
MgO	24.80	23.78	24.48	23.40	25.29	26.44	27.32	24.60	22.30	27.42
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	2.04	0.68	1.96	0.58	2.13	1.44	0.88	2.03	1.33	1.27
K ₂ O	10.34	10.83	10.88	10.88	11.83	11.42	11.93	10.87	10.70	9.98
H ₂ O	3.91	3.21	3.51	3.74	2.28	2.29	1.06	1.96	2.66	4.06
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F ₂	0.86	0.56	0.08	0.68	1.15	2.37	6.74	2.04	0.12	3.67
	100.43	100.33	100.31	100.33	100.38	101.04	102.90	100.94	100.06	101.61
F ₂ = O	0.36	0.24	0.03	0.28	0.48	1.00	2.84	0.86	0.05	1.54
	100.07	100.09	100.28	100.05	99.90	100.04	100.06	100.08	100.01	100.07

Die Formel $\text{Si}_3\text{AlMg}_3\text{O}_{10}\text{K}(\text{OH},\text{F})_2$ stimmt auf die Analysen weitgehend mit der Erweiterung, daß Al sowohl Si als auch Mg zu ersetzen vermag, ferner kann Na außer K auch Mg ersetzen; dazu kommt noch die Möglichkeit, daß nahezu soviel Al das Mg ersetzt wie Al das Si, wobei dann K praktisch ganz fehlen kann. Besonderes Interesse beanspruchte die Analyse X, der die Formel $2[\text{Si}_3\text{AlMg}_3\text{KO}_{10}(\text{OH},\text{F})_2] + 1\text{Mg}(\text{OH})_2$ zugeschrieben wird. Dies wird als ein Übergang zu den Chloriten angedeutet. Titan tritt auch dreiwertig auf. Es scheint immer nur Mg, nie Al oder Si zu ersetzen.

Als weitere Analysen (Revisionen früherer) werden mitgeteilt: Phlogopit von Ponte Creves (Z. Krist. **79**, 368, 1931) und 2. Phlogopit von Burgess, Ontario (ebenda).

SiO ₂	40.21	40.82	Übertrag	84.74	83.22
TiO ₂	2.80	1.15	CaO	0.00	0.00
Al ₂ O	12.60	12.79	Na ₂ O	1.78	1.50
Cr ₂ O ₃	0.76	—	K ₂ O	9.26	10.80
Fe ₂ O ₃	0.00	0.73	H ₂ O + 110°	4.48	4.02
FeO	2.52	1.24	H ₂ O — 110°	0.00	0.00
MnO	0.02	0.04	F ₂	0.00	1.00
MgO	25.45	26.45		100.06	100.54
NiO	0.18	—	F ₂ = O		0.42
	84.74	83.22			100.12

Daraus ergeben sich folgende einfache Verhältnisse:

1. $19[(\text{SiO}_4)_3\text{Al}] \cdot 19[(\text{SiO}_4)_3\text{Mg}] \cdot 12[(\text{SiO}_5)_3\text{Mg}]$.
2. $19[(\text{SiO}_4)_3\text{Al}] \cdot 22[(\text{SiO}_4)_3\text{Mg}] \cdot 12[(\text{SiO}_5)_3\text{Mg}]$.

Als Ergebnis wird zusammengefaßt: Titan kann in Phlogopiten drei und vierwertig auftreten, so ersetzt in diesen Mineralien sehr wahrscheinlich das Magnesium,

keinesfalls Al oder Si; es kann nicht in beliebigen Mengen auftreten. Es sind Phlogopite mit Basenmanko oder Kieselsäureüberschuß möglich; da dieser stöchiometrisch vorhanden ist, wird die Annahme von Teilenmolekülen von der Art $(\text{SiO}_2)_3$ gemacht.

G. E. GOODSPEED u. H. A. COOMBS, *Quarz—Diopside—Garnet Veinlets* (Americ. Mineralogist **17**, 554, 1932).

Biotit aus Granodiorit von Cascade Range of Washington. Starker Pleochroismus. α = blaßgelb, γ = tiefrötlichbraun. $2V < 2^\circ$. $\gamma = 1.690$.

T. ICSIMURA, *A Teschenite from Rokkutsu near Taihoku, Taiwan (Formosa)* (Geol. Magaz. London **69**, 67, 1932).

Biotit aus Teschenit von Rokkutsu und Kōkaryō. α = lichtgelb, β = gelblichbraun, γ = rötlichbraun, $\gamma > \beta > \alpha$.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia Series VII* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **18**, 61, 1931/32).

Biotit (Eastonit) aus W.-Australien. Analyse (MURRAY).

SiO_2	35.84		
Al_2O_3	16.68	Übertrag	84.51
Fe_2O_3	4.14	$\text{H}_2\text{O} +$	4.24
FeO	14.69	$\text{H}_2\text{O} -$	0.42
MnO	0.33	Ti_2O_3	0.36
MgO	13.87	F	0.96
Na_2O	0.48		100.49
K_2O	8.48	$\text{O} = \text{F}_2$	0.40
	84.51		100.09

Sp. Gew. 3.00.

W. G. TIDMARSH, *The Permian Lavas of Devon* (Quat. Journ. Geol. Soc. London **88**, 712, 1932).

Biotit. Fremdeinschlüsse aus permischen Laven von Devon. Analysen: I. Holmead, Loxbeare, Tiverton. II. Killerton, Exeter.

	I.	II.
SiO_2	40.29	34.76
Al_2O_3	13.87	12.08
Fe_2O_3	3.38	12.70
FeO	2.80	1.60
MgO	22.82	19.32
CaO	0.41	1.69
Na_2O	0.57	0.18
K_2O	9.82	8.96
$\text{H}_2\text{O} + 110^\circ$	1.37	1.25
$\text{H}_2\text{O} - 110^\circ$	0.20	0.71
TiO_2	2.16	3.11
F	3.99	0.82
MnO	0.07	0.38
Cr_2O_3	0.38	0.21
	102.13	97.77
— O	1.68	0.35
	100.45	97.42

A. BRAMMALL u. H. HARWOOD, *The Dartmoor granites: Their genetic relationships* (Quarterly Journ. Geol. Soc. London **88**, 171, 1932).

Biotit aus Granit von Dartmoor.

Analysen:	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	38.04	34.59	34.45	34.43	33.93
Al ₂ O ₃	16.78	20.26	19.61	17.43	20.55
Fe ₂ O ₃	5.26	3.48	4.33	2.50	3.91
FeO	18.08	18.45	19.30	21.65	18.79
MgO	4.57	5.24	4.42	5.88	5.61
CaO	0.55	0.66	0.85	1.22	0.35
Na ₂ O	0.64	0.53	0.43	0.58	0.40
K ₂ O	7.79	8.30	8.15	8.83	9.05
H ₂ O +	3.12	4.51	3.84	2.56	3.40
H ₂ O —	0.75	0.00	1.38	0.11	1.41
TiO ₂	2.66	1.77	2.05	3.51	1.39
F	1.51	0.67	0.71	1.12	0.90
MnO	0.45	0.48	0.54	0.44	0.43
BaO	0.04	Spur	0.02	0.02	0.02
Li ₂ O	0.37	0.32	0.21	0.14	0.19
V ₂ O ₅	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04
Cr ₂ O ₃	—	Spur	Spur	Spur	Spur
	100.65	100.30	100.31	100.46	100.37
— O	0.64	0.29	0.30	0.47	0.36
	100.01	100.01	100.01	99.99	99.99

1. Aus Sweltorgranit, 2. aus Haytorgranit, 3. aus Princetowngranit, 4. aus Granitgang von Widecombe, 5 aus Saddle-Torgranit.

Diese Analysen werden folgendermaßen umgerechnet:

Pr = Protolithionit $2\text{H}_2\text{O} \cdot (\text{KNa})_2\text{O} \cdot \text{Li}_2\text{O} \cdot 3\text{RO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$,

Lp = Lepidomelan $2\text{H}_2\text{O} \cdot (\text{KNa})_2\text{O} \cdot 4\text{FeO} \cdot 3(\text{AlFe})_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$,

Ph = Phlogopit $2\text{H}_2\text{O} \cdot (\text{KNa})_2\text{O} \cdot 6(\text{MgCa})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$,

B = Lp + Ph (Biolit).

	Pr %	Lp %	Ph %	Pr %	B %	Mol. Verh. RO · R ₂ O ₃
1.	10.9	70.6	18.5	11	89	1.98
2.	11.1	65.3	23.6	11	89	1.87
3.	7.1	72.0	20.9	7	93	1.84
4.	6.2	68.9	24.9	6	94	2.60
5.	4.9	68.0	27.1	5	95	1.86

K. SUGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sugami* (Jap. Journ. Geol. Geogr. **IX**, 87, 1931/32).

Biotit aus Quarzalbittgestein von Omatazawa. $\gamma = \beta =$ dunkelbraun mit grünlichem Ton, $\alpha =$ blaßgelb. $\alpha = 1.590$, $\gamma = 1.652$, $\gamma - \alpha = 0.062$.

E. WIMAN, *Studies of some Archaean rocks in the neighbourhood of Upsala, Sweden, and of their geological position* (Bull. geol. Inst. Upsala **23**, 1, 1932).

Biotit aus Upsalagranit. Pleochroismus stark braun zu blaßgelb. Opt. neg. $v > e$, $\gamma = 1.625$, $2E_{\text{Na}} = 16^\circ$. Verwittertes Material ist tief strohgelb, in dickeren Schnitten rötlichbraun mit $2E_{\text{Na}} = 31^\circ$, $\gamma = 1.685$ und $v > e$.

Biotit. Zahlreiche Größenmessungen an pleochroitischen Höfen um **Zirkon** und **Apatit**.

V. LEINZ, *Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten und Graniten* (Zeitschr. f. Krist. B (TSCHERMAKS Mittlg.) **42**, 81, 1932).

Biotit aus Dioriten des südlichen Odenwaldes. Pleochroismus nach OSTWALD bei Dünnschliffdicke:

$$a = \frac{1}{24} \quad b = \frac{26}{4-5} \quad c = \frac{27}{5}$$

Am Nordhang des Walzknopfes mit eigentümlich hellen Farben:

$$a = \frac{1}{24} \quad b = \frac{18}{4} \quad c = \frac{25}{4}$$

Die Dichte der Biotite liegt zwischen 3.0 und 3.10. Häufig Verwachsungen mit Chlorit. Nach der Spaltbarkeit Einlagerung eines noch unbestimmbaren Minerals, es ist farblos, etwas faserig, höhere Lichtbrechung als Biotit, hohe Doppelbrechung, negativer Charakter der Längsrichtung, gleiche Auslöschung mit dem Biotit. Interessant ist die leichte Bleichungsmöglichkeit des Biotites vom Urrain, $\frac{1}{2}$ km wsw. von Oberaltsteinach, durch Salzsäure, die Umwandlung geht bis zur Entfärbung. Die Dichte sank dabei von 3.10 auf 2.50, γ von 1.630 auf 1.441. Mit der Bleichung wurde das Material beinahe isotrop.

Biotit aus Amphiboliten des südlichen Odenwaldes. Verwachsungen mit Hornblende und häufig mit Chlorit. Stets einachs. Farben nach OSTWALD bei Dünnschliffdicke $a=1$ ca 3, $b=26$ pi 5, $c=21$ nl 4. Heller ist der B. vom Gärtnerkopf mit $a=1$ ca 3, $b=24$ pe 4, $c=24$ pe 4–5.

F. L. HESS u. I. I. FAHEY, *Cesium Biotite from Custer County, South Dakota* (Americ. Mineralogist **17**, 173, 1932).

Caesium-Biotit bei Custer von Tin Mountain. Aus Quarzglimmerschiefern am Kontakt mit Pegmatit. Starker Pleochroismus von tiefbraun zu nahezu farblos. Opt. zweiachs. $\alpha=1.573$, $\beta=1.620$, $\gamma=1.620$. Sp. Gew. = 3.10. Analyse:

SiO ₂	36.97		
TiO ₂	2.64	Übertrag	83.51
Fe ₂ O ₃	2.26	Na ₂ O	0.45
Al ₂ O ₃	17.51	K ₂ O	8.04
FeO	14.81	Cs ₂ O	3.14
MnO	0.22	H ₂ O — 110°	0.32
MgO	8.45	H ₂ O + 110°	2.48
Li ₂ O	0.65	F	3.17
	83.51		101.11
		O = F	1.34
			99.77

SH. KOZU u. SH. TSURUMI, *On the molecular formula of Anomite from Muturezima* (Jap. Journ. Geol. Geogr. **9**, Abstracts No. 3–4, 10, 1931/32; Journ. Jap. Ass. Miner. Petr. Econom. Geol. **5**, 155, 1931).

Anomit von Muturezima.

Analyse:	SiO ₂	40.11		
	TiO ₂	3.86	Übertrag	84.56
	Al ₂ O ₃	9.89	Na ₂ O	2.61
	Fe ₂ O ₃	3.20	K ₂ O	9.05
	FeO	7.40	H ₂ O —	1.08
	MnO	0.11	H ₂ O +	2.46
	MgO	19.99	P ₂ O ₅	0.99
	CaO	—	F	0.29
		84.56		100.14

A. N. WINCHELL, *The lepidolite System* (Americ. Mineralogist **17**, 551, 1932).

Lepidolith. Es wird ein Diagramm mit den Komponenten gegeben:

Polyolithionit $H_2K_2Li_3Al_3Si_6O_{24}$,

Protolithionit $H_4K_2LiFe_4Al_3Si_6O_{24}$,

$H_4K_2Li_3Al_5Si_6O_{24}(H_2K_2Li_2Al_6Si_6O_{24})$

das die Abhängigkeit von Lichtbrechung und Achsenwinkel zeigt.

Kaolin

S. JIMORI u. I. YOSHIMARA, *A pink Kaolin, and Rhuthenium as a minor constituent of the Tanokami Kaolins* (Sci. Papers Phys. Chem. Research Tokio **10**, 224, 1929).

Kaolin (Takizolith) von Tokami Hill., Prov. Oomi. Farbe blaßrot. $H = 2\frac{1}{2}$, $n = 1.515 \pm 0.001$.

Analyse:	SiO ₂	53.91	Übertrag	82.66
	Al ₂ O ₃	26.28	MgO	0.09
	Fe ₂ O ₃	1.69	Seltene Erdoxyde	0.67
	FeO	0.26	K ₂ O	0.62
	MnO	0.39	Na ₂ O	1.03
	TiO ₂	0.03	F	0.03
	CaO	0.12	Glühverlust	15.60
		82.68		100.72

Seltene Erden hauptsächlich Y, untergeordnet La, Dy, Nd, Sc, Ce, Yb und Tm. Formel $2 \cdot Al_2O_3 \cdot 7SiO_2 \cdot 7H_2O$; $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 3\frac{1}{2}$.

P. F. KERR, *Kaolinite from the terminal Moraine of Staten Island* (Americ. Mineralogist **17**, 29, 1932).

Kaolinit von Princess Bay-Station Long Island. $\alpha = 1.560 \pm 0.003$, $\gamma = 1.565 \pm 0.003$, $\gamma - \alpha$ etwa 0.006. Analyse nach Abzug der Begleitminerale Muskovit, Plagioklas, Rutit, Haematit, Quarz und Orthoklas (A. M. Smoot):

H ₂ O	13.81
SiO ₂	47.80
Al ₂ O ₃	38.39
	100.00

J. W. GRUNER, *The crystal structure of Kaolinite* (Zeitschr. f. Krist. **83**A, 75, 1932).

Kaolinit von Brooklyn N.Y. (siehe (KERR, Americ. Mineralogist **15**, 153, 1930). Aus Strukturuntersuchung: $a:b:c = 5.14:8.90:14.51 \text{ \AA}$, $\beta = 100^\circ 12'$. Sp. Gew. (theoretisch) = 2.609.

C. S. ROSS u. P. F. KERR, *The Kaolin Minerals* (United States Geol. Survey Prof. Paper **165**, 151).

Kaolingruppe

I. Nakrit

Nakrit von Brand, Sachsen. Monoklin $b = \gamma$. Opt. Char. neg. α ist gegen die Normale auf (001) 10° geneigt. $\alpha = 1.557$, $\beta = 1.562$, $\gamma = 1.563$, $\gamma - \alpha = 0.006$. $2V = 40^\circ \pm 5^\circ$. $2E = 70^\circ$. $\varrho > v$. Analyse (F. A. GONYER):

SiO ₂	44.75	Übertrag	84.95
Al ₂ O ₃	39.48	CaO	0.13
Fe ₂ O ₃	0.53	H ₂ O —	0.61
MgO	0.19	H ₂ O +	14.40
	84.95		100.09

$SiO_2 : Al_2O_3 = 192 : 100$.

Nakrit von St. Peters Dome, Pikes Peak District, Colorado. Formen (001) (110) (010). Platten, in der Richtung der b-Achse gestreckt. $2V$ um 90° schwankend $\varrho > v$ oder $\varrho < v$. $\alpha = 1.560$, $\beta = 1.563$, $\gamma = 1.566$. Auslöschung von α gegen die Normale auf (001) = 12° auf (010). Analyse W. F. HILLEBRAND:

SiO ₂	45.91		
Al ₂ O ₃	39.65	Übertrag	86.24
CaF ₂	0.68	H ₂ O +	13.77
	86.24		100.01

$SiO_2 : Al_2O_3 = 196 : 100$.

Formel für Nakrit aus beiden Analysen: $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

II. Dickit

Dickit von National Belle Mine, Ouray, Color. Monoklin. Achsenebene senkr. (010), 16° gegen die Normale auf (010) geneigt. $b = \gamma$. Opt. Char. pos. α 16° gegen die Normale von (001) geneigt. β zur a -Achse 23° geneigt. $\alpha = 1.560$, $\beta = 1.562$, $\gamma = 1.566$, $\gamma - \alpha = 0.006$. $2V = 80^\circ$, $\varrho < v$. Bisektriciendispersion auf (010): $c : \alpha_v$ etwa 3° größer als $c : \alpha_v$. Analyse s. u. bei IV.

Tabelle der optischen Daten für **Dickit**.

	α	β	γ	$2V$	Dispersion	Ausl. α zur Normale auf (001)
1.	1.560	1.562	1.566	80°	$\varrho < v$	16°
2.	1.560	1.561	1.566	52°	$\varrho < v$	18°
3.	1.561	1.562	1.567	groß	$\varrho < v$	17°
4.	1.561	1.562	1.567	52°	$\varrho < v$	15°
5.	1.560	1.562	1.566	groß	$\varrho < v$	17°
6.	1.560	1.561	1.566		$\varrho < v$	18°
7.	1.561	1.563	1.567			
8.	Mittlerer Index 1.563				$\varrho < v$	$15-20^\circ$

1. National Bell Mine, Ouray, Col.

2. Greenwood Sebastian Co, Ark.

3. **Pholerit**, Neurode, Schlesien.

4. Cusiuhiriachic, Chihuahua, Mexiko.

5. Morococha, Peru.

6. Keokuk, Iowa.

7. Backbone Mountain, Williams, Le Flore County, Okla.

8. Amlweh, Island of Anglesey.

Analysen: I. Neurode, Schlesien, F. A. GONYER. II. Greenwood, Ark, F. A. GONYER. III. Cusiuhiriachic, Chihuahua, J. G. FAIRCHILD. IV. National Belle Mine, Co, W. F. HILLEBRAND. V. Island of Anglesey, Tockey. VI. Backbone Mountain, Okla. R. K. BAILEY.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO ₂	43.10	44.64	45.04	46.35	46.53	46.55
Al ₂ O ₃	40.10	40.42	40.70	39.59	38.93	38.90
Fe ₂ O ₃	0.64	0.32	schwache Spur	0.11		
MnO	nichts					
MgO	0.20	0.05	Spur			
CaO	0.24	0.34	0.22			
TiO ₂			Spur			
H ₂ O—	1.08	0.04	nichts	13.93	14.54	14.04
H ₂ O+	14.82	13.98	14.08			
F				0.15		
O = F				— 0.06		
	100.18	99.79	100.04	100.13	100.00	99.49
SiO ₂ :Al ₂ O ₃	183:100	188:100	188:100	194:100	197:100	202:100
Formel 2H ₂ O·Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ .						

III. Kaolinit—Anauxit

Kaolinit von Jone, Amador Co. Calif. Wahrscheinlich monoklin. Achsenebene senkrecht zur Symmetrieebene und annähernd senkrecht zu (001) und parallel zu (100). Opt. Char. neg. $b = \gamma$. α ist $3^\circ 30'$ zur Normalen auf der basalen Spaltbarkeit (001) geneigt. β nahezu parallel a . $\alpha = 1.561$, $\beta = 1.565$, $\gamma = 1.566$. $\gamma - \alpha = 0.005$. $2V$ wechselnd, Mittelwert etwa 42° . $2E = 68^\circ$; $\varrho > v$. Vereinzelte Stücke sind grau oder braun mit Pleochroismus. $\gamma = \beta > \alpha$.

Kaolinit von St. Etienne, Frankreich. $\alpha =$ farblos, $\beta = \gamma =$ „cream-buff“, $19''YO-Y''$ (RIDGWAY).

Kaolinit von Alaska. $\alpha =$ „cream-buff, 19“YO—Y“ und $\gamma =$ „dark olive-buff, 21“O—YY.

Kaolinit und Anauxit, Tabelle der optischen Eigenschaften:

1. und 2. **Anauxit**, Bilin, Tschechoslowakei.
3. **Anauxit**, Lanche Plana, Mokelumne River, Calif.
4. **Anauxit**, Newman pit, Jone, Calif.
5. **Kaolinit**, Sand Hill Station, Pontiac S.C.
6. **Kaolinit**, Mexia Tex.
7. **Kaolinit**, Roseland, Va.
8. und 9. **Kaolinit**, Jone, Amadorlo, Calif.
10. **Kaolinit**, Abatik River, N.Alaska.
11. **Kaolinit**, United Verde Extension Mine, Jerome Ariz.
12. **Kaolinit**, Globe Bauxite Mine, Saline Co, Ark.
13. **Kaolinit**, Franklin, N.C.
14. wie 12.
15. **Kaolinit**, Newton Co, Ark.
16. **Leverrierit**, St. Etienne, Dép. du Gard, Frankreich.
17. **Kaolinit**, Hoberg, Sachsen.
18. **Kaolinit**, Tokitsu, Gifugen, Japan.
19. **Kaolinit**, S.W. La Plata, N.Mex.

	α	β	γ	2 V	Ausl.	Vollkommene Spaltbarkeit
1.	1.559	1.564	1.565	36°	1°30'	} nach (001)
2.	1.559	1.564	1.565	36°	1°30'	
3.	1.559	1.564	1.564	37°	3°30'	
4.	1.561	1.566	1.567	38°	3°00'	
5.	1.553	1.559	1.560	42°	2°30'	
6.	1.559	1.564	1.565	50°	3°30'	
7.	1.557	1.563	1.564	38°		
8.	1.561	1.565	1.566	36°	3°30'	
9.	1.561	1.565	1.566	36°	3°30'	
10.	1.561	1.567	1.567	23°		
11.		Mittelwert 1.563		40°		
12.	1.562	1.567	1.568	40°	3°30'	
13.	1.566	1.561	1.562	50°		
14.	1.562	1.567	1.568	40°	3°30'	
15.	1.561	1.559	1.599			
16.	1.559	1.565	1.566	32°	3°00'	
17.	1.563	1.568	1.569	42°	3°30'	
18.	1.560	1.565	1.566	42°	3°00'	
19.	1.563	1.569	1.570	24°	1 ±	

Analysen zu den Materialien der optischen Bestimmungen 1—14.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	54.32	53.80	52.46	48.80	45.56	44.81	45.44
Al ₂ O ₃	29.96	32.48	32.20	35.18	37.65	37.82	38.52
Fe ₂ O ₃	2.00	1.12	1.69	1.24	1.35	0.92	0.80
MnO					nichts	nichts	
MgO	0.14	0.26	nichts	nichts	0.07	0.35	0.08
CaO	0.32	0.34	0.03	0.22	0.10	0.43	0.08
K ₂ O	nichts	n. best.	0.31	0.40	0.11	n. best.	0.14
Na ₂ O	0.37	n. best.	0.25	0.25	1.16	n. best.	0.66
TiO ₂			0.55	0.61	0.19	0.37	0.16
H ₂ O —	0.84	0.94	1.38	1.16	0.76	1.10	0.60
H ₂ O +	11.80	10.98	12.07	12.81	13.66	14.27	13.60
	99.75	99.92	100.94	100.67	100.61	100.07	100.08
SiO ₂ : R ₂ O ₃	294 : 100	274 : 100	267 : 100	230 : 100	202 : 100	199 : 100	197 : 100

	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO ₂	44.70	44.74	43.64	44.92	44.06	44.26	43.78
Al ₂ O ₃	38.64	37.97	38.33	40.22	39.44	40.22	40.06
Fe ₂ O ₃	0.96	1.44	1.43	0.54	0.80	0.30	0.64
MnO	nichts	nichts			Spur	nichts	
MgO	0.08	0.06	1.02	0.14	0.26	0.18	0.16
CaO	0.24	0.09	1.48	0.08	0.06	0.32	0.36
K ₂ O	0.14	0.16	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.
Na ₂ O	0.62	0.76	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.
TiO ₂	0.22	0.27				nichts	
H ₂ O —	0.64	0.58	0.60	0.08	1.06	0.46	1.02
H ₂ O +	13.88	13.98	13.64	14.22	14.16	14.16	14.08
	100.12	100.05	100.14	100.20	99.84	100.08	100.10
SiO ₂ : R ₂ O ₃	195 : 100	195 : 100	189 : 100	189 : 100	188 : 100	186 : 100	185 : 100

Analytiker: 1. W. S. FOSHAG. 2. F. A. GONYER. 3. J. G. FAIRCHILD. 4. J. G. FAIRCHILD. 5. F. A. GONYER. 6. F. A. GONYER. 7. F. A. GONYER. 8. F. A. GONYER. 9. F. A. GONYER. 10. F. A. GONYER. 11. F. A. GONYER. 12. F. A. GONYER. 13. F. A. GONYER. 14. F. A. GONYER.

Wichtig ist das Ergebnis, daß das Al₂O₃ : SiO₂-Verhältnis nicht konstant ist, sondern merkliche Schwankungen um den Wert 1 : 2 zeigt.

Auf S. 168 des Originals sind die Ähnlichkeiten und Unähnlichkeiten der drei Gruppen: Nakrit, Dickit und Kaolinit-Anauxit in einer Tabelle zusammengestellt.

J. W. GRUNER, *The crystal structure of Dickite* (Zeitschr. f. Krist. A. **83**, 394, 1932).

Dickit von National Bell Mine, Red Mountain, Colorado. Aus Strukturanalyse: $a : b : c = 5.14 : 8.94 : 14.42 \text{ \AA}$, $\beta = 96^\circ 50'$. Sp. Gew. (theoretisch) = 2.589.

P. F. KERR, *Montmorillonite or Smectite as constituents of Fullers earth and Bentonite* (Americ. Mineralogist **17**, 192, 1932).

Smectit von Cilly, Lower Styria. Analyse I. (JORDAN).

Smectit von Cilly. Analyse II. (A. M. SMOOT of LEDOUX & Co., N. Y.):

Montmorillonit von Montmorillon, Frankreich. Analyse III. (E. V. SHANNON):

	I.	II.	III.
SiO ₂	51.21	52.43	48.60
Al ₂ O ₃	12.25	15.95	20.03
Fe ₂ O ₃	2.07	1.42	1.25
FeO	—	0.10	—
MgO	4.89	5.02	5.24
CaO	2.13	2.97	1.72
MnO	—	—	0.16
TiO ₂	—	0.08	—
SO ₃	—	0.22	—
P ₂ O ₅	—	0.08	—
C	—	0.30	—
H ₂ O	27.89	13.96 bei 110° 7.60 über 110°	21.52
	100.44	100.13	98.52

Optik: **Smectit** von Cilly: $\alpha = 1.490$, $\gamma = 1.506$, $\gamma - \alpha = 0.016$ (Na-Licht, ± 0.003). **Montmorillonit** von Frankreich: $\alpha = 1.485$, $\gamma = 1.506$, $\gamma - \alpha = 0.021$ (Na-Licht, ± 0.003).

Es wird auf Grund der Analysen, Optik und der Ergebnisse von Röntgenuntersuchungen angenommen, daß **Montmorillonit** und **Smectit** identisch sind und vorgeschlagen, den zweiten Namen fallen zu lassen.

V. T. ALLEN, *Ordovician altered volcanic Material in Iowa, Wisconsin and Missouri*
Journ. of. Geol. Chicag. Ill. **40**, 259, 1932).

Bentonit (Metabentonit) aus der Dekorahformation von Pevely, Koch Valley, Montana. Analysen: 1. weiß, Koch Valley, W. H. HERDSMAN. 2. gelbbraun, Koch Valley, W. H. HERDSMAN, 3. Twin City Brick Plant, St. Paul, Minn., R. J. LEONARD.

	1.	2.	3.
SiO ₂	50.19	52.20	51.27
Al ₂ O ₃	20.04	20.92	} 25.09
FeO	0.22	0.16	
Fe ₂ O ₃	0.41	2.61	
TiO ₂	—	Spur	
CaO	2.68	2.01	1.25
MgO	3.70	3.42	4.44
MnO	—	—	
K ₂ O	4.60	4.78	n. best.
Na ₂ O	Spur	Spur	n. best.
H ₂ O bei 105°	11.25	7.40	7.82
H ₂ O + 105°	6.91	6.40	7.22
CO ₂	s. Anm.	Spur	n. best.
F	n. best.	n. best.	
P ₂ O ₅	—	Spur	
S	Spur	Spur	
Unbestimmt	—		5.91
	100.00	99.90	100.00

Anmerkung zu Analyse 1: Die Analyse ergab 5.80% CO₂, ein entsprechender Betrag von CaO zur Bildung von CaCO₃ wurde abgezogen und die Analyse auf 100 umgerechnet.

Das Mineral ist ähnlich dem **Montmorillonit** mit dem Unterschied, das es über 4½% K₂O und einen geringeren Wassergehalt hat. Es wird daher der Name **Kali-Montmorillonit** vorgeschlagen. Die gelbe Farbe und gleichzeitig höhere Lichtbrechung des letzteren wird auf den höheren Eisengehalt zurückgeführt.

Lichtbrechung β des Materials von Koch Valley: grau = 1.530 ± 0.005 , weiß = 1.525 ± 0.005 , braun = 1.535 ± 0.005 , von St. Paul, Minn.: gelb oder braun = 1.535 ± 0.005 , grau = 1.523 ± 0.005 .

C. S. ROSS u. P. F. KERR, *The Kaolin Minerals* (United States Geol. Survey Prof. Paper **165**, 151).

Kaolinmineral, muskovitähnlich. von Franklin, N. C. Analyse:

SiO ₂	44.17	Übertrag	85.17
Al ₂ O ₃	40.83	K ₂ O	0.86
Fe ₂ O ₃	Spur	Na ₂ O	0.22
MgO	0.17	H ₂ O —	3.96
CaO	Spur	H ₂ O +	9.90
	85.17		99.61

Daraus wird berechnet: SiO₂ : Al₂O₃ : H₂O (bei hoher Temp. best.) = 184 : 100 : 100, in Mol-% H₂O · Al₂O₃ · 2SiO₂. Opt. Char. neg. $2V = 60^\circ \pm 5^\circ$. $\varrho > v$. $\alpha = 1.557$, $\beta = 1.569$, $\gamma = 1.573$. $\gamma - \alpha = 0.014$.

Das Mineral darf also nicht zum **Muskovit** gestellt werden, sondern gehört zur **Kaolingruppe**.

S. BONATTI, *Sopra un minerale di Serrazzano (Pisa) (Parasepiolite?)* (Atti Soc. Toscana di Sci. Nat. **42**, 1, 1932).

Parasepiolit aus Serpentin von Serrazzano. $\alpha = 1.543$, $\beta = 1.547$, $\gamma = 1.559$. 2V berechnet $= 48^\circ$. Farbe weiß, an der Oberfläche gelb angelauten. Analyse:

H ₂ O	14.97		
SiO ₂	55.03	Übertrag	72.98
Al ₂ O ₃	0.68	FeO	1.42
Fe ₂ O ₃	2.30	MgO	25.60
	72.98		100.00

Zur Palygorskitgruppe gehörig.

Chloritgruppe

K. SUGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sugami* (Jap. Journ. Geol. Geogr. IX, 87, 1931/32).

Chlorit aus Augitgestein von Honokuchi. Farbe gelblichgrün, hohe Doppelbrechung. Opt. Char. neg. 2E $= 40^\circ$. $\alpha = 1.528$, $\gamma = 1.613$, $\gamma - \alpha = 0.081$.

E. WIMAN, *Studies of some Archaean rocks in the neighbourhood of Upsala, Sweden, and of their geological position* (Bull. geol. Inst. Upsala 23, 1, 1932).

Chlorit aus Epidotnestern in Quarzandesiten. Sphärolitische Aggregate, Farbe grün. 2E $= 47^\circ$. $\rho < v$. Opt. Char. pos.

M. LUKA, *Petrographische Notizen aus der Umgegend von Mrežičko, Alšar und Rožden in Südserbien* (Bull. Soc. Sci. Skopje 9, 37).

Ripidolith von Zajičarowa Tumba. Farbe graugrün. Radialstrahlig. $\gamma = 1.6086$.

Analyse:	SiO ₂	24.21		
	TiO ₂	0.20	Übertrag	88.20
	Al ₂ O ₃	18.53	Na ₂ O	0.61
	Fe ₂ O ₃	7.49	K ₂ O	0.39
	FeO	22.71	P ₂ O ₅	0.32
	MgO	14.29	H ₂ O —	0.24
	CaO	0.77	H ₂ O +	10.05
		88.20		99.81

Daraus: $4\text{SiO}_2 \cdot 2(\text{Al,Fe})\text{O}_3 \cdot 6(\text{Fe,Mg})\text{O} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Enthält Anhäufungen von Rutil, Zirkon, Titanit und Apatit.

P. BEARTH, *Die Diabasgänge der Silvretta* (Schweiz. Min. Petr. Mittlg. 12, 147, 1932).

Delessit aus Diabas. Faserig mit Andeutung von Radialstruktur. Intensiv gelbgrün. $\alpha =$ hellgelbrot, $\beta =$ hellgrün, $\gamma =$ grün. Positiver Charakter der Hauptzone. Opt. einachsigt negativ. Doppelbrechung etwas höher als Quarz.

M. M. SOLIGNAC, *Observations statistiques sur les plagioklases des Dolerites du Basutoland occidental* (Bull. Soc. Franç. Min. 55, 22, 1932).

Seladonit aus Dolerit von West-Basutoland. $\gamma - \beta = 0.008$. $\gamma =$ grün mit Stich ins Strohgelbe, $\beta =$ reines Grün.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia. Series VII* (Journ. Roy. Soc. Western Australia 18, 61, 1931/32).

Margarit (Clingmanit) von Gibraltar und Nevoria, Zentr. Sp. Gew. $= 3.04$.

Analyse:	SiO ₂	31.38	Übertrag	83.13
	TiO ₂	0.10	CaO	8.0
	Al ₂ O ₃	48.98	Na ₂ O	3.14
	Fe ₂ O ₃	1.55	K ₂ O	0.18
	MnO	0.02	H ₂ O +	5.71
	MgO	1.10	H ₂ O —	0.11
		83.13		100.27

Epidotgruppe

W. S. BURBANK, *Geology and ore deposits of the Bonanza Mining District, Colorado* United States geol. Survey Prof. Paper 1932, 169).

Epidot aus Andesit von Alder Creek, Bonanza Mining District, Colorado. Radialstrahlige Fasern. Opt. Char. pos. $2V = 70 \pm$, Dispersion stark $\varrho > \nu$, $\gamma - \alpha = 0.025 - 0.030$, β etwa 1.75. Pleochroismus: $\beta =$ dunkel rauchbraun, $\alpha = \gamma =$ blaß rosabraun oder gelblich. Achsenebene senkrecht zur Faserlängsrichtung.

H. WIESENER, *Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes* (Zeitschr. f. Krist. B (Tscherma's Mittlg.) 42, 136, 1932).

Epidot aus calcitführendem Granatamphibolit von Schöffern. Formen (100) (010) und (001). Quer zur b-Achse Trennungsebenen. Achsenebene parallel (010). Opt. Char. pos. Doppelbrechung stark schwankend. Dispersion: $A_V > \varrho$ stark, $B_\varrho > \nu$ stark.

Epidot aus Granatamphibolit von Steinbach. Spaltbarkeit nach (100) und (001). $\gamma - \alpha = 0.013 - 0.028$, daraus ein Pistazitgehalt von 12—20%.

E. WIMAN, *Studies of some Archaean rocks in the neighbourhood of Upsala, Sweden, and of their geological position* (Bull. geol. Inst. Upsala 23, 1, 1932).

Epidot aus Quarzepidotnestern von Hesselby. Opt. Char. neg. $2V$ groß. $c : \alpha = 2.5^\circ$. Ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (001), eine weitere nach (100). Bisweilen Zwillinge nach (100).

T. KROKSTRÖM, *The Breven Dolerite Dike* (Bull. geol. Inst. Upsala 23, 243, 1932).

Epidot aus Granophyr zwischen Hinnersjön- und Dunsjönsee. $\gamma - \alpha = 0.059$, $\beta - \alpha = 0.045$, $\gamma - \beta = 0.014$. Daraus berechnet $2V = 60^\circ$. Opt. Char. neg.

H. WIESENER, *Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes* (Zeitschr. f. Krist. B (Tscherma's Mittlg.) 42, 136, 1932).

Klinozoisit aus Amphibolith von Ziegersberg. Säulen nach der b-Achse gestreckt. Spaltbarkeit nach (010) deutlich. Opt. Char. pos. $\gamma - \alpha = 0.004$. Gelegentlich Zirkoneinschlüsse.

Klinozoisit aus Pseudoeklogiten von Schöffern. Bisweilen nach (100) verzwillingt. Dispersion: $A_V > \varrho$, $B_V > \varrho$. Opt. Char. pos.

E. KÜNDIG, *Versuch einer petrographischen Charakteristik des kristallinen Grundgebirges von Celebes* (Schweiz. Min. Petr. Mittlg. 12, 450, 1932).

Piemontit aus Piemontit-Sericit-Quarzitschiefern. $a =$ braunorange, $b =$ lichtviolett, $c =$ tiefkarmin. $c > a > b$. $c : \alpha < 5^\circ$. Spaltbarkeit in der Prismenzone deutlich, aber nicht sehr ausgeprägt. Kataklastische Querrisse sehr häufig. Formen (100) (001) (011) (111), Zwillingslamellen nach (100) selten. Vereinzelt Zonenstruktur mit tiefrotem Kera und blaßroter Randzone, auch ein umgekehrtes Farbverhältnis kommt vor. Die Auslöschungsschiefen sind dieselben.

J. SUZUKI, *Petrological study of the crystalline Schist System of Shikoku, Japan* (Journ. Fac. Science, Hokkaido Imp. Univ. Ser. IV, I, No. 1, 1930, 27).

Piemontit von Otakisan, Prov. Awa.

SiO ₂	36.16		
Al ₂ O ₃	22.52	Übertrag	96.49
Mn ₂ O ₃	6.43	MgO	0.40
Fe ₂ O ₃	9.33	Na ₂ O	0.44
CaO	22.05	H ₂ O	3.20
	96.49		100.53

E. B. MAYO, *Two new occurrences of Piedmontite in California* (Americ. Mineralogist 17, 238, 1932).

Piemontit aus Piemontit-Sericitschiefern von Shadow Lake im nordöstlichen Teil von Madera County, eine Ader bildend. Kleine dunkelrote Prismen von 0.2 bis 0.3 mm Länge bei 0.02—0.05 mm Dicke. Formen: (100) (001) (h0l), meist aber ohne

kenntliche Kristallformen. Pleochroismus: in der Längsrichtung des Prismas ein (β) amethystartiges Violett, senkrecht dazu (γ) Karmin und (α) Gelb. Opt. Char. pos. Achsenwinkel groß, Achsenebene senkrecht zur Längsrichtung der Prismen. Einschlüsse von Quarz und flüssigkeitsgefüllten Hohlräumen.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the mineralogy of Western Australia Series VI* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **17**, 137, 1930/31).

Allanit von Woodstock N.W. Division aus Granitpegmatit. $n = 1.692$. Sp. Gew. = 3.52. Analyse (D. G. MURAY):

SiO ₂	30.60	Übertrag	73.24
Al ₂ O ₃	16.18	FeO	8.60
Fe ₂ O ₃	3.52	MnO	4.48
Ce ₂ O ₃	19.36	CaO	7.76
(Y,Er) ₂ ·O ₃	2.22	MgO	0.46
ThO ₂	1.02	H ₂ O —	0.22
TiO ₂	0.36	H ₂ O +	5.07
	73.24		99.85

S. JIMORI, J. YOSHIMURA u. SH. HATA, *A new radioactive mineral found in Japan* (Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Research Tokio **15**, 83).

Nagatolith aus Pegmatit von Ishikawa. Prismatisch mit (100) (001) ($\bar{1}0\bar{1}$) ($\bar{2}01$). Farbe schwarz, fettglänzend. Härte 5 $\frac{1}{2}$. α = bräunlichgelb, β = rötlichbraun, γ = blaßgelb, $\alpha_{Na} = 1.750$, $\beta_{Na} = 1.760$, $\gamma_{Na} = 1.765$. Achsenebene parallel b. Opt. Char. pos. $2V = 32^\circ$. Sp. Gew. 3.91.

Analyse: SiO ₂	25.2	Übertrag	75.88
TiO ₂	0.57	ThO ₂	0.88
P ₂ O ₅	6.48	FeO	7.89
Al ₂ O ₃	14.3	MnO	1.12
Fe ₂ O ₃	2.40	CaO	10.4
Ce ₂ O ₃	14.58	MgO	1.04
La ₂ O ₃	7.84	H ₂ O —	0.22
Y ₂ O ₃	4.51	H ₂ O +	2.35
	75.88		99.78

Daraus $4R''O \cdot 3R_2'''O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$; darin ist $R'' = Ca, Fe$; $R''' = Ce, La, Y, Al, Fe$ und Th.

Das Mineral wird zur Epidotgruppe gestellt.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the mineralogy of Western Australia, Series VI* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **17**, 137, 1930/31).

Stilbit aus chloritisiertem Epidioritgang. Gooseberry Hill, S.W. Div. Sp. Gew. 2.17. Analyse (J. N. A. GRACE):

SiO ₂	57.38	Übertrag	80.87
Al ₂ O ₃	15.67	K ₂ O	0.18
Fe ₂ O ₃	0.15	Na ₂ O	0.56
CaO	7.46	H ₂ O +	16.67
MgO	0.21	H ₂ O —	2.02
FeO, MnO	—	P ₂ O ₅	0.04
	80.87		100.34

K. STGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sagami* (Jap. Journ. Geol. Geogr. IX, 87, 1931/32).

Stilbit aus Tuffbreccie von Nakagawa. $\alpha = 1.493$, $\gamma = 1.504$.

Stilbit aus Andesitbasalt von Nakagawa. $\alpha = 1.490$, $\gamma = 1.499$.

Epistilbit aus dem gleichen Andesitbasalt. $\alpha = 1.504$, $\gamma = 1.515$.

M. GSCHWIND u. E. BRANDENBERGER, *Über zwei neue Zeolithvorkommen im Tessin* (Schweiz. Min. Petr. Mittlg. **12**, 445, 1932).

Desmin von Pedemonte bei Bellinzona. Opt. Char. neg. $c : \alpha = 8^\circ$, $\alpha = 1,493$, $\beta \sim \gamma = 1.504$, $\gamma - \alpha = 0.011$. Analyse (J. JAKOB):

SiO ₂	52.70	Übertrag	80.56
Al ₂ O ₃	17.71	K ₂ O	1.09
CaO	7.76	H ₂ O +	16.32
Na ₂ O	2.39	H ₂ O —	2.08
	80.56		100.05

Daraus: $\{(\text{Si,Al})\text{O}_2\}_{10}(\text{Ca,Na,K}) \cdot 4.2 \text{H}_2\text{O}$.

G. KALB, *Die Bedeutung der Vizinalerscheinungen für die Kristallmessung* (Z. Krist. A, **81**, 342, 1932).

Skolezit. Unter Berücksichtigung der Vizinalerscheinungen wird als Achsenverhältnis aufgestellt: $a:b:c = 0.9778:1:0.3437$, $\beta = 90^\circ 42' 15''$.

St. J. THUGUTT, *Sur la phillipsite du fond de mer* (Arch. de Minéralogie et de la société des Sciences et des lettres de Varsovie VIII, 134, 1932).

Phillipsit aus der Probe 275 der Challengerexpedition (zwischen Sandwich- und Gesellschaftsinseln) hat nicht den von MURRAY und RENARD angegebenen hohen Kaligehalt sondern etwa doppelt so viel Na₂O als K₂O.

K. SUGI, *On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sugami* (Jap. Journ. Geol. Geogr. IX, 87, 1931/32).

Laumontit aus basaltischen Andesit von Nakagawa. $\alpha = 1.513$, $\gamma = 1.524$.

Laumontit aus zeolithisiertem Tuff von Yugasawa und Hitoto. $\alpha = 1.513$, $\gamma = 1.525$, $\gamma - \alpha = 0.012$. Opt. Char. neg. 2V klein. $c : \gamma = 34^\circ$ auf (010).

Laumontit aus Tuffbreccie von Hitoto. Opt. Char. neg. $\alpha = 1.517$, $\gamma = 1.528$, $\gamma - \alpha = 0.011$.

Monokliner Kalifeldspat

A. SCHRÖDER, *Ein Beispiel für das Enfolia Zwillingsgesetz am Orthoklas* (Cbl. f. Min. A, **1932**, 353).

Orthoklas aus Porphyr von Denver in Colorado. Nach [100] gestreckt, Formen (001) (010) (110) (201) (111) z. T. auch (130). Die (010) Ebene des einen Kristalls liegt parallel (010) des zweiten. Normalenwinkel der beiden Basisflächen $51^\circ 48' \pm 60'$. Für das Indizesverhältnis der Symmetrieebene (h0l) des Zwillings ergab sich — 1.35, danach ist die Zwillingsebene (403).

T. KÖNO, *Adularia from the Karengo region, Taiwan* (Mem. Fac. Sci. Agric. Taihoko Imp. Univ. **3**, 267, 1931).

Adular von Gukutu aus Chloritschiefer. Formen. (110) und (101). $\alpha = 1.518$, $\gamma = 1.524$.

Analyse:	SiO ₂	65.23		
	Al ₂ O ₃	17.63	Übertrag	83.22
	Fe ₂ O ₃	0.07	Na ₂ O	0.86
	FeO	0.03	K ₂ O	15.69
	MgO	0.13	H ₂ O —	0.33
	CaO	0.13	H ₂ O +	0.52
		83.22		100.62

Daraus 91.14 Or, 7.60 Ab, 1.26 An.

A. F. ROGERS, *Sanbornite, a new Barium Silicate mineral from Mariposa County, California* (Americ. Mineralogist **17**, 161, 1932).

Celsian von Trumbull Peak bei Incline. Den Sanbornit in metamorphen Quarziten und Hornfelsen begleitend. Lichtbrechung 1.590 ± 0.005 . Auslöschung nach den Spaltrissen parallel (001) = 28° .

V. CAGLIOTI, *Ricerche su alcune zeoliti delle leucititi dei dintorni di Roma: la Gismondite di Capo di Bove e la Pseudophillipsite di Aquacetosa* (Rend. Reale Accad. Sci. Fis. Mat. Napoli Ser. 3, 34, 1927.)

Gismondin von Capo di Bove. Monoklin, pseudotetragonale Kristalle. Sp. Gew. = 2.277 — 2.279. Analysen:

	I.	II.	Mittel
SiO ₂	33.94	33.84	33.89
Al ₂ O ₃	28.08	28.20	28.14
Fe ₂ O ₃	0.004	n. best.	0.004
CaO	14.01	13.91	13.96
BaO	0.26	0.28	0.27
SrO	0.025	n. best.	0.025
K ₂ O	2.82	2.90	2.86
H ₂ O	20.76	n. best.	20.76
			99.91

Daraus: (CaBaSrK₂)Al₂Si₂O₈ · 4H₂O.

Pseudophillipsit von Aquacetosa. Monoklin. Sp. Gew. = 2.257 — 2.259.

Analysen:	I.	II.	Mittel
SiO ₂	37.30	37.41	37.35
Al ₂ O ₃	26.30	26.24	26.27
Fe ₂ O ₃	0.004	n. best.	0.004
CaO	12.70	12.60	12.65
BaO	0.20	0.23	0.21
SrO	0.02	n. best.	0.02
K ₂ O	2.90	3.10	3.00
H ₂ O	20.52	n. best.	20.52
	99.94		100.02

Daraus: R₂Al₄Si₅O₁₈ · 9H₂O.

W. T. SCHALLER u. J. G. FAIRCHILD, *Bavenite a beryllium mineral pseudomorphous after beryl, from California* (Americ. Mineralogist 17, 409, 1932).

Bavenit von Himalaya Mine, Mesa Grande, Californien. Pseudomorph nach einem Rosaberyll. Feinkristallin, weiß, kalkartig, meist faserig, gelegentlich in Sphärolithen. Farblos. Formen (100) (210) (101) (201) und (110)? Optische Messungen: 1. an Kristallen: $\alpha = 1.579$, $\beta = 1.581$, $\gamma = 1.589$. Opt. Char. pos. Char. der Längsrichtung neg. $b = \gamma$. Auslöschung 2° auf (010) nach der Vertikalachse. 2. an Fasern: SCHALLER: $\alpha = 1.580$, $\gamma = 1.588$, Char. der Längsrichtung neg. ROSS: $\alpha = 1.580$, $\gamma = 1.587$, $2V = 58^\circ$, $2E = 103^\circ$. An Kristallen wurde unter Zugrundelegung des Achenkreuzes von Larsen folgende optische Orientierung bestimmt: $a: \alpha = 10^\circ$, $\beta: c = 2^\circ$, $\gamma = b$. Rhombischer Charakter durch Verzwillingung monokliner Individuen nach (100).

Analyse:	SiO ₂	58.40		
	Al ₂ O ₃	12.16	Übertrag	96.96
	BeO	2.67	H ₂ O	2.90
	CaO	23.73	Fe ₂ O ₃	0.10
		96.96		99.96

Daraus die Formel 9SiO₂ · Al₂O₃ · BeO · 4CaO · H₂O; dabei wurde $\frac{1}{2}$ H₂O als nicht zur Formel gehörig abgerechnet.

Bavenit aus Drusen in Granit von Baveno, Italien. $\alpha = 1.580$, $\beta = 1.582$, $\gamma = 1.590$. Opt. Char. pos. Char. der Längsrichtung neg. $\gamma = b$.

N. GUTKOVA, *Sur un nouveau Titanosilicate — la Murmanite — de Lujawrurt (Halbinsel Kola)* Compt. rend. Acad. Sci. USSR. 1930, 731).

Murmanit von Lujawrurt. Monoklin, taflig mit vollkommener Spaltbarkeit nach der Tafelfläche und nach zwei weiteren. Farbe violett, metallglänzend, in un-

frischem Zustand orangefarbig, auch silbrig mit gelben und rosa Tönen. $H = 2-3$. Sp. Gew. 2.84. Opt. Char. neg. $2V = 64^\circ$. Achsenebene parallel (0.01). Spitze Bisektrix fast senkrecht zu (100). $\gamma = 1.839$, $\beta = 1.765$, $\alpha = 1.735$ (berechnet), $\gamma - \alpha = 0.104$. Dispersion schwach, $\rho < v$. Pleochroismus: $\alpha = \text{rosa}$, $\beta = \text{hellbraun}$, $\gamma = \text{dunkelbraun}$, $\alpha < \beta < \gamma$.

Analyse:	SiO ₂	30.06		
	TiO ₂	38.24	Übertrag	77.87
	ZrO ₂	2.08	MgO	0.35
	Fe ₂ O ₃	2.33	Na ₂ O	10.38
	FeO	0.30	K ₂ O	0.83
	MnO	2.30	H ₂ O — 110°	6.03
	CaO	2.56	H ₂ O + 110°	4.17
		77.87		99.63

G. D. OSBORNE, *On the occurrence of Custerite and Monticellite in metamorphosed limestone from the Carlingford District, Co. Louth, Ireland.* (Geol. Magaz. London **69**, 61, 1932).

Custerit aus Kalkkontakt von Carlingford und Baruvave. Farbe grau, im Dünnschliff farblos. Polysynthetische Zwillingsbildung nach (001). Spaltbarkeit nach (001) vorherrschend, nach (110) nur angedeutet. $a:\beta = 6:1$ auf (010), γ steht nahezu senkrecht auf der Basis. Opt. Char. pos. Achsenebene senkr. (010). Dispersion $\rho > v$, mittelstark. $2V$ annähernd 63° . $\alpha = 1.590$, $\beta = 1.596$, $\gamma = 1.601$, $\gamma - \alpha = 0.011$.

W. T. SCHALLER und E. P. HENDERSON. *Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexiko and Texas* (U.S.A. Geol. Survey Washington Bull. **833**, 1932).

Polyhalit aus dem Kalisalzgebiet von S.W. Neu-Mexiko.

Analyse (G. STEIGER): 1. grobkristallinisch, 2. feinkörnig lachsfarbig.

	1.	2.		1.	2.
Unlös.	0.27	0.39	Übertrag	25.50	25.29
CaO	18.75	18.54	K ₂ O	15.66	15.37
MgO	6.48	6.16	H ₂ O	6.07	6.50
Na ₂ O	—	0.20	SO ₃	52.40	52.60
	25.50	25.29		99.63	99.76

E. S. LARSEN und W. T. SCHALLER, *Serendibite from Warren County, New York, and its paragenesis.* (Americ. Mineralogist. **17**, 457, 1932).

Serendibit aus Kalk im Granitkontakt zwischen Johnsburg und Garnet Lake. Farbe grau blaugrün. $2V$ nahezu 90° . Opt. Char. teils pos., teils neg. $\alpha = 1.701$, $\beta = 1.703$, $\gamma = 1.706$, $\alpha =$ sehr blaß gelblichgrün, $\beta =$ nahezu farblos, $\gamma =$ preußisch-blau. Starke polysynthetische Verzwillingung. Triklin. Analyse:

	1.	2.	3. (Mittel)
SiO ₂	26.37	26.23	26.30
Al ₂ O ₃	33.96	34.13	34.05
FeO	2.76	nicht best.	2.76
MgO	15.44	nicht best.	15.44
CaO	13.17	13.43	13.30
B ₂ O ₃	8.12	8.61	8.37
			100.22

Daraus: $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{MgO} \cdot 2\text{CaO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$.

B. GOSSNER und CH. REICHEL, *Über das Kristallgitter einiger sog. Orthosilikate* (Cbl. f. Min. **1932**, 225).

Axinit. Aus Strukturuntersuchungen $a:b:c = 1.808:1:1.242$. $\alpha = 82^\circ 26'$, $\beta = 95^\circ 20'$, $\gamma = 135^\circ 35'$. Neue Aufstellung: (010) für (111), (100) für (001), (111) für (101), (101) für (111), (011) für (201), (110) für (112).

CH. PALACHE u. F. A. GONYER, *On Babingtonite* (Americ. Mineralogist **17**, 295, 1932).

Babingtonit von vier neuen Vorkommen in Massachusetts: 1. Winchester Highlands, 2. Holyoke, 3. Deerfield, 4. Uxbridge.

1. Winchester Highlands, aus Pegmatitadern in Granodiorit, der eine Intrusion in Quarzit bildet. Kristalle von nur einigen Millimetern (Größe mit vorherrschender Prismenzone. Formen: (001) (010) (100) (110) (210) (320) (110) (011) (011) (101) (101) (111) (111) und neu: (111). Die Optik ist identisch mit den Angaben von H. S. WASHINGTON und H. E. MERWIN, *On Babingtonite* (Americ. Mineralogist **8**, 215, 1933).

2. Holyoke, aus Adern im Diabas. Leuchtend schwarze Kristalle bis zu 3 cm lang. Prismenzone vorherrschend, besonders (320) und (210), ferner die Formen (100) (010) (110) und (110): als Endbegrenzungen (001) (011) und (101). Die physikalischen Eigenschaften stimmen mit dem Babingtonit von Arendal überein. Die Umwandlung in einen faserigen **Pyroxen** (s. d.) wird beschrieben.

3. Deerfield. Formen: (100) (010) (210) (101) (011).

4. Uxbridge, aus Pegmatitadern im Gneiß. Größe bis 5 mm. Formen: (001) (010) (100) (110) (210) (320) (011) (011) (101).

Analysen: I. Winchester Highlands (F. A. GONYER); II. Holyoke (F. A. GONYER); III. Deerfield (F. A. GONYER); IV. Sommerville, Mass. (F. A. GONYER) siehe bei Palache und Faprie, *Babingtonite from Sommerville, Mass.* (Am. Acad. Arts. Sci. Proc. **38**, 383, 1902).

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	52.46	52.44	52.40	52.12
TiO ₂	—	nicht	—	0.31
Al ₂ O ₃	0.19	0.23	nicht	0.08
Fe ₂ O ₃	14.74	14.43	14.40	13.56
FeO	9.32	10.12	10.09	10.78
MnO	1.21	1.03	1.13	0.76
MgO	0.95	0.65	0.47	0.60
CaO	19.73	19.67	19.71	20.44
Na ₂ O	0.14	0.08	0.21	0.09
K ₂ O	J	nicht	1.23	1.33
H ₂ O				
	99.95	99.82	99.64	100.07

Sp. Gew. Pyknometer 3.368 3.369 3.340 3.342

Die Analysen führen auf die Formel Ca₂Fe⁺⁺Fe⁺⁺⁺Si₅O₁₄(OH). Ferroeisen steht zu Ferrieisen in konstantem Verhältnis 1:1. Es wird die Ansicht vertreten, daß der Babingtonit weder zur Augit- noch zur Feldspatgruppe gehört.

C. S. ROSS u. F. F. KERR, *The manganese minerals of a vein near Bald Knob, North Carolina* (Americ. Mineralogist **17**, 1, 1932).

Rhodonit von Bald Knob. Farbe rosa, 71° V—RR.d (Ridgway), stellenweise eosinrosa 1 Red d. Körner von durchschnittlich 1 mm Größe, bis 10 mm gehend. $\alpha = 1.723$, $\beta = 1.727$, $\gamma = 1.734$. $\gamma - \alpha = 0.011$. $2V = 72^\circ$, $\varrho < v$. Opt. Char. pos. Auslöschungswinkel $17^\circ 30' \pm 30'$ und $23^\circ \pm 1^\circ$. Analyse (V. SHANNON):

SiO ₂	45.49		
TiO ₂	Spur	Übertrag	94.89
Al ₂ O ₃	0.78	MgO	1.56
FeO	3.74	CaO	3.64
MnO	44.88	ZnO	Spur?
	94.89		100.09

Daraus: MnO·SiO₂ mit CaO:MnO = 1:10.

A. BRAMMALL u. H. HARWOOD, *The Dartmoor Granites: Their genetic relationships* (Quarterly Journ. Geol. Soc. London **88**, 171, 1932).

Anorthoklas aus Graniten von Dartmoor.

1. Chinkwell Tor, Ost Dartmoor. 2. Hedge Barton, Ost Dartmoor. 3. Princetown.
4. Greator Rocks. 5. Tunhill Rocks. 6. Saddle Tor. 7. Rippon Tor. 8. Haytor.
9. Holwell Tor Quarry.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂	65.94	65.88	65.59	65.53	65.50	65.37	65.33	65.16	64.87
Al ₂ O ₃	18.67	18.60	19.12	18.81	18.81	19.22	19.05	19.17	19.18
Fe ₂ O ₃	0.24	0.17	0.11	0.12	0.14	0.11	0.08	0.06	0.16
MgO	0.06	0.04	0.05	Spur	0.06	0.06	0.06	0.14	0.17
CaO	0.71	0.71	0.81	0.58	0.65	0.51	0.51	0.46	0.50
Na ₂ O	3.42	3.34	3.72	2.70	3.12	3.26	3.30	3.07	2.95
K ₂ O	10.58	10.76	10.37	12.03	11.24	10.64	10.82	11.68	11.67
H ₂ O +	0.36	0.29	0.61	0.44	0.65	0.57	0.30	0.33	0.41
H ₂ O —	0.16	0.19	0.17	0.20	0.21	0.18	0.21	0.10	0.29
TiO ₂	0.01	0.02	—	0.03	Spur	Spur	Spur	Spur	0.01
BaO	0.07	0.05	0.06	0.12	0.10	0.15	0.13	0.18	0.14
	100.22	100.05	100.61	100.56	100.48	100.27	99.79	100.35	100.35
Or	65.7	66.6	63.2	73.2	69.0	67.7	67.5	70.6	71.3
Ab	30.4	29.6	32.5	23.5	27.4	29.2	29.5	26.6	25.8
An	3.7	3.7	4.1	3.0	3.4	2.7	2.7	2.3	2.4
Ce	0.15	0.11	0.15	0.31	0.24	0.40	0.32	0.46	0.47
Ab	89	88.5	88	88	88.5	90.5	91	90.5	90.0
An	11	11.5	12	12	11.5	9.5	9	9.5	10

Anorthoklas aus Granit von St. Augtellmoor. Analyse: I. Golden Point Quarry.
II. Carnegrea.

	I.	II.
SiO ₂	65.56	65.56
Al ₂ O ₃	19.34	18.97
Fe ₂ O ₃	0.06	0.07
MgO	—	0.02
CaO	0.70	0.52
Na ₂ O	3.41	2.68
K ₂ O	10.84	12.17
H ₂ O +	0.17	0.48
H ₂ O —	0.13	0.06
TiO ₂	—	Spur
BaO	0.09	0.09
	100.30	100.62
Or	66	74
Ab	30	23
An	4	3
Ce	0.24	0.23
Ab	88.5	89.0
An	11.5	11.0

K. KIMIZUKA, *A Study of Potash-anorthoklas from Taiji Kü Province, Japan* (Jap. Journ. Geol. Geogr. 9, 213, 1931/32).

Anorthoklas (Kalianorthoklas) aus Liparitgang von Taiji. Kristalle bis 3 cm. Zwei Typen: 1. taflig nach (010), 2. quadratisch-prismatisch durch die Flächen (010) und (001), gestreckt nach der Achse a. Zwillingsgesetze Manebach, Baveno, Karlsbad A (am häufigsten), außerdem komplexe Zwillinge; weitere Zwillinge siehe S. 227 des Originals. $\alpha = 90^\circ 8' 48''$, $\beta = 116^\circ 6' 36''$, $\gamma = 80^\circ 13' 14''$. Reiche Flächenausbildung (siehe Original S. 217). Sp. Gew. = 2.556 an einem ganzen Kristall mit dessen Einschlüssen. Zerkleinertes und ausgelesenes, also ziemlich reines Material schwankt

bei Typus 1 zwischen 2.554 und 2.555 (Mittelwerte), bei Typus 2 zwischen 2.554 und 2.565 (Mittelwert). Lichtbrechung, Mittelwerte aus mehreren Messungen: 1. tafliger Habitus $\alpha = 1.5229$, $\beta = 1.5289$, $\gamma = 1.5291$, $\gamma - \alpha = 0.0062$, $\gamma - \beta = 0.0002$; 2. prismatischer Habitus $\alpha = 1.5229$, $\beta = 1.5309$, $\gamma = 1.5311$, $\gamma - \alpha = 0.0082$, $\gamma - \beta = 0.0002$. 2V: Typus 1 = $18^\circ 15' 0''$, Typus 2 = $17^\circ 39' 44''$. Die Achsenebene liegt nahezu senkrecht zu (010), Horizontaldispersion. $\rho > v$. Opt. Char. neg. Auslöschungsschiefe auf (010) nach (001) = $4-6^\circ$ und auf (001) nach (010) = $2.5-5^\circ$. Analyse (M. USHIJIMA):

SiO ₂	64.435	64.653
TiO ₂	—	—
Al ₂ O ₃	19.483	19.427
Fe ₂ O ₃ }	0.049	0.042
FeO }		
MgO	0.050	0.032
MnO	Spur	—
CaO	0.509	0.384
Na ₂ O	3.431	3.711
K ₂ O	10.582	10.968
H ₂ O + 105°	1.046	0.502
H ₂ O - 105°	0.366	0.299
P ₂ O ₅	0.053	0.031
	100.004	100.049
Sp. Gew.	2.55—2.56	2.56—2.57

Daraus: Or 66, Ab 31, An 3; Or 66, Ab 32, An 2.

H. NIELAND, *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie des Katzenbuckels i. O.* (Neues Jahrb. f. Mineral. Beil.-Bd. 63 A, 83, 1932).

Natronorthoklasperthit (mit relativ hohem Anorthitgehalt) aus augitsyenitischer Schliere vom Katzenbuckel im Odenwald. Er bildet in Einsprenglingen den Hauptbestandteil des Gesteines: außerdem findet er sich in Säumen um den **Oligoklas-Andesin-Perthit** (siehe denselben). Zwillinge nach Karlsbader und Manebacher Gesetz. 2V = $43-65^\circ$. Opt. Char. neg. Auslöschungsschiefen: auf (010) = $6-11^\circ$, auf (001) = 1° , senkrecht α gegen (001) = $7-15^\circ$. $\alpha = 1.523-1.533$, $\beta = 1.530-1.536$, $\gamma = 1.533-1.538$. Normalsymmetrische Achsenlage, $\rho > v \perp \alpha$. Entmischungserscheinungen zweierlei Art: 1. Flecken, die auf (010) und $\perp \alpha$ erkennbar sind. Diese haben auf (010) $\sigma = 5^\circ$, auf einer Fläche $\perp \alpha = 7-15^\circ$ zu (010). Der Achsenwinkel beträgt im Hauptindividuum 43° , und 65° bei den Flecken. Die Lichtbrechung ist die gleiche wie beim Hauptindividuum. 2. Spindel- und scheibenförmige Einlagerungen, die einem Orthoklas-Albit zugeschrieben werden, der aus einer Entmischung einer gelösten calciumhaltigen Komponente hervorgegangen ist. Die Einlagerung ist parallel (100) oder (001), die Orientierung der Indikatrix stimmt mit der des Hauptindividuums überein. 2V = $63-66^\circ$, σ auf (010) = 3° . Opt. Char. neg.

Sanidin aus dem gleichen Gestein. 2V = 25° . Opt. Char. neg. Normalsymmetrische Achsenlage.

Plagioklase

J. SUZUKI, *Petrological study of the crystalline Schist System of Schikoku, Japan* (Journ. Fac. Science, Hokkaido. Imp. Univ. Ser. IV, I, No. 1, 27, 1930).

Albit. Einsprenglinge aus Grünschiefern von Bershi, Prov. Iyo.

SiO ₂	66.92	Übertrag	96.33
Al ₂ O ₃	20.58	MgO	0.92
CaO	0.80	K ₂ O	Spur
Na ₂ O	7.39	H ₂ O	1.00
Fe ₂ O ₃	0.64		
	96.33		98.25

H. NIELAND, *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie des Katzenbuckels i. O.* (Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. **63** A, 83, 1932).

Oligoklas-Andesin-Perthit aus augitsyenitischer Schliere vom Katzenbuckel im Odenwald. Perthitische Entmischung eines kalihaltigen Oligoklas-Andesins in eine dem Oligoklas-Andesin nahestehende Komponente und in eine saure Komponente der Reihe Orthoklas-Albit. Tabelle der optischen Messungen:

	2 V	σ $\perp a$ gegen (010)	σ (001)	σ (010)	α	β	γ
1. Basische Komponente	$> 70-90^\circ$?	$1-2^\circ$	$2-3^\circ$	1.544	1.548	1.550
2. Kalihaltiger Oligoklas-Andesin	$\pm 70^\circ$	$18-26^\circ$ 23°	$0-2^\circ$	$1-4^\circ$	dazwischenliegend		
3. Saure Komponente	$65- < 70^\circ$	$11-18^\circ$	$0-2^\circ$	$2-6^\circ$	1.535	1.539	1.540

Der Perthit ist von einem Saum von Natronorthoklas (s. denselben) umgeben.

E. S. SIMPSON, *Contributions to the Mineralogy of Western Australia Series VII* (Journ. Roy. Soc. Western Australia **18**, 61, 1931/32).

Andesin aus W.-Australien. Analyse (MURRAY):

SiO ₂	63.02		
Al ₂ O ₃	23.26	Übertrag	93.69
Fe ₂ O ₃	0.10	Na ₂ O	6.38
FeO	0.22	K ₂ O	0.40
MnO	Spur	H ₂ O +	0.14
MgO	0.35	H ₂ O —	0.07
CaO	6.74	TiO ₂	Spur
	93.69		100.68

Spez. Gew. 2.67

R. BEDER, *Über einen Andesin von Alta Gracia, Provinz Cordoba, Argentinien* (Schweiz. Min. Petr. Mittlg. **12**, 247, 1932).

Andesin aus Kalksteinbruch von Alta Gracia. $\alpha = 93^\circ 32'$, $\beta = 116^\circ 22'$, $\gamma = 89^\circ 46'$. Hauptformen: (001) (010) (110) (1 $\bar{1}$ 0); in wechselnder Anzahl ausgebildet: (130) (130) (021) (02 $\bar{1}$) (1 $\bar{1}$ 1) (1 $\bar{1}$ 1) (101) und noch einige seltene und unsichere Formen. $a:b:c = 0.6355:1:0.5519$. Außer der vollkommenen Spaltbarkeit nach (001) die etwas weniger ausgesprochene nach (010) und (zweimal beobachtet) eine recht deutliche nach (110).

Analyse (J. JAKOB):

SiO ₂	57.31		
Al ₂ O ₃	26.32	Übertrag	98.74
Fe ₂ O ₃	0.53	K ₂ O	1.06
CaO	8.52	+ H ₂ O	0.29
Na ₂ O	6.06	— H ₂ O	0.00
	98.74		100.09

Daraus: 59.20 Ab, 41.32 An.

Sp. Gew. = 2.664 ± 0.005 .

Optik: Auslöschung auf (010) = $-10^\circ \pm 0.5^\circ$, auf (001) = $2.5^\circ \pm 0.5^\circ$. 2 V zwischen 74 und 87° an 11 Präparaten mit Universaldrehtisch gemessen; zwischen 76 und $86\frac{1}{2}$ an 4 Präparaten nach der Methode von BERÉK. Die Lage der Pole von (010) und (001) zeigt nicht unerhebliche Abweichungen von den Kurven im BERÉKschen Diagramm. Der Mittelwert der Abstände der Pole von (001) und (010) beträgt 93.8° ± 3.8 entsprechend der goniometrischen Messung. Alle diese Schwankungen werden auf etwas verschiedenen Anorthitgehalt der einzelnen Kristalle zurückgeführt. Es kommt ein Bereich von 41–42% An in Frage.

SH. KOZU u. SH. WATANABÉ. *The zonal structure of Plagioclase phenocrysts in pumice ejected from Komagataki in 1929* (Proceed. Imperial Acad. VIII, No. 8, 379, 1932).

Plagioklas. Einsprenglinge mit deutlicher Zonarstruktur aus Bimsstein von Komagataki. Taflig. Periklinzwillinge. Messungen der verschiedenen Zonen auf dem Universalmikroskop vom Kern (1) bis zur Hülle (13). Der Kern ist verhältnis-

I.

Nummer der Zone	2V (Universal- tisch)	% An aus 2 V	% An aus der Lage der Zwillings- achse	% An aus dem Aus- löschungs- winkel	Durch- schnitts- wert von % An	Winkel des rhombischen Schnittes mit (001)
1	78°	59	71.5	69	} 66.6	
1'	80°	60	71.5			
2				55		
3				58	} 61.5	— 6°
4	78°	59	61.5	65		
4'	74°	54	65			
5				70	} 66	+ 1.4°
6	90°	68	65	65		
6'	78°	59	72.5			
7				75	} 56.5	— 2.5°
8	76°	57	50	60		
8'			55			
9				74	} 74	— 8.5°
10				63		
11				75		
12				63	} 63	
13				72		
					Mittel 65.8	

II.

Nummer der Zone	2 V (Universal- tisch)	% An aus 2 V	% An aus der Lage der Zwillings- achse	% An aus dem Aus- löschungs- winkel	Durch- schnitts- wert von % An	Winkel des rhombischen Schnittes nach (001)
1				81	81	
2				56	56	
3				56	56	
4				55	55	— 7°
5				81	81	
6				51	51	
7				89	89	
8	73°	54	58.5	64	58.5	
8'	76°	57	61.5		} 78.6	— 7°
9			75	86		— 10°
10				68	68	
11			75	96	82	
12	72°	54	52	53	} 53	+ 4°
12'	72°	54	54			
13				68	68	
14				64	64	
15	96°	73		75	} 68	
15'	76°	57				
					Mittel 65.8	

mäßig basisch, als äußerste sehr dünne Hülle tritt eine An-reiche Zone auf. Zwischen schwankte der An-Gehalt unregelmäßig. Dabei sind die schmalen Zonen An-reicher als die breiten. Die Zwillingsgrenze nach dem Periklingesetz ist in den äußeren Zonen scharf und gerade, sie wechselt an den Übergangsstellen die Richtung. Mit Entfernung von der Zwillingsgrenze wird die Zonarstruktur komplizierter.

Bei einer Einteilung des Kristalls in „Segmente“ von innen nach außen erhält man folgende Zahlen für den Anorthitgehalt: Segment 0—1 = 81 %, 1—2 = 81 %, 2—3 = 68.6 %, 3—4 = 70.3 %, 4—5 = 73.3 %, 5—6 = 58.5 %, 6—7 = 61.9 %, 7—8 = 65 %, 8—9 = 54 %, 9—10 = 61 %. Danach nimmt der Anorthitgehalt im allgemeinen von innen nach außen unter Schwankungen ab.

M. M. SOLIGNAC, *Observations statistiques sur les plagioklases des dolerites du Basutoland occidental* (Bull. Soc. Franç. Min. 55, 22, 1932).

Plagioklase aus den Doleriten von West Basutoland. Statistische Messungen an zahlreichen Einsprenglingen und Grundmassenfeldspäten mit dem Universalmikroskop. Wichtige methodische Angaben.

Die Einsprenglinge haben im Mittel 68.88 % An zwischen den Grenzen 66.35 und 71.45 %. Für die Mikrolithen ist das Mittel 55.78 zwischen 48.50 und 63.07 % An. Die Schwankungen sind bei den Einsprenglingen und den Mikrolithen die gleichen. Am meisten Schwankungen zeigen die zonar gebauten Einsprenglinge. Es werden die drei BERKESchen Typen festgestellt: 1. Periodisches Wachstum mit basischer Rekurrenz. 2. Regelmäßiges Anwachsen bestehend aus einer Serie von konzentrischen Streifen, die abwechselnd reich an Albit und Anorthit sind mit einer Zunahme an Albit. 3. Typen ohne Regelmäßigkeit. Zur letzteren Gruppe gehören die meisten der untersuchten Plagioklase.

Die Zwillingsgesetze sind bei den Einsprenglingen folgendermaßen vertreten: Am häufigsten (mit 54 %) das Albitgesetz, dann Karlsbad A, Manebach und Komplex Albit-Karlsbad A. Die übrigen, darunter das Periklingesetz, treten dagegen zurück. Bei den Mikrolithen herrscht das Karlsbadgesetz mit 50 %, dann folgt der Komplex Albit-Karlsbad A, dann das Albitgesetz; dabei läßt sich feststellen, daß die Häufigkeit der Typen der Zwillingsgesetze parallel geht mit den Schwankungen des Anorthitgehaltes und im gleichen Sinn wie diese.

F. HOMMA, *Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches* (Schweiz. Mineral. Petr. Mittlg. 12, 345, 1932).

Plagioklas aus Andesiten, Nordborneo. In einem Pyroxenandesit nimmt die Basizität der Zonen mit der Entfernung vom Kern ab.

Bei Hornblende- und Biotitandesiten wurde ein gewisser Rhythmus durch wechselweise Wiederholung, von sauren (45—50 % An) und basischen Zonen (50—65 % An) beobachtet.

Innerhalb der einzelnen Zonen selbst nimmt die Basizität stetig nach außen hin ab; auch innerhalb einer einzelnen Zone kann es feine rhythmische Schwankungen geben.

An der Grenze einer sauren und basischen Zone treten sehr oft Korrosionserscheinungen auf.

Häufig ist das Auftreten einschlußreicher Zonen.

G. PALIUC, *Untersuchungen der Plagioklase einiger tertiärer Ergußgesteine Siebenbürgens (Rumänien) mittels der Universaldrehtismethode* (Schweiz. Min. Petr. Mittlg. 12, 423, 1932).

Plagioklas aus Daciten und Andesiten vom Innenrand der Ostkarpaten.

Häufigkeit der Zwillingsgesetze: Albit = 214, Manebach = 23, Baveno rechts = 4, Baveno links = 2, Karsbad = 60, Aklin = 5, Periklin = 106, Albit-Karsbad = 17.

Daraus ergibt sich folgendes Verhältnis: Normalengesetze = 56° , Kantengesetze = 40° , Kanten-Normalengesetze = 4° . Albit : Periklin : Karlsbad = 3 : 2 : 1.

Nicht zwillingsmäßige Verwachsungen zeigen häufig kristallographisch ungleichwertige Berührungsflächen. Wenn gleichwertige Berührungsflächen vorhanden sind, läßt sich doch keine zwillingartige Gesetzmäßigkeit finden. Es gibt zwei Typen: 1. die verwachsenen Individuen sind leistenförmig, die Berührungsfläche mehr oder weniger parallel. Die Berührungsflächen sind unregelmäßig ausgebildet und besitzen Erhebungen und Vertiefungen, die wechselseitig ineinandergreifen. 2. In anderen Fällen sind die miteinander verwachsenen Individuen radialstrahlig angeordnet.

Die Schwankungen des Anorthitgehaltes innerhalb der einzelnen Gesteine und innerhalb der Zonarstruktur werden in Tabellen und Diagrammen wiedergegeben.

A. F. ROGERS, *Sanbornite, a new Barium Silicate mineral from Mariposa County, California* (Americ. Mineralogist. **17**, 161, 1932).

Sanbornit von Trumbull Peak bei Incline. In metamorphen Quarziten und Hornfelsen Adern bildend. Farbe weiß, nahezu durchsichtig. Platten von einigen Millimetern Größe. Vollkommene Spaltbarkeit nach (001), unvollkommene nach (010), außerdem noch eine dritte, deren Spalttrisse auf (001) gesehen senkrecht zu denen der Spaltbarkeit nach (010) stehen. Nach (010) polysynthetische Zwillinge; außerdem wird noch eine Lamellierung analog dem Periklingesetz angedeutet. Triklin mit (001) : (010) = 82° . Härte 5. Spez. Gew. = 4.19. Analyse (O. C. SHEPARD):

SiO ₂	42.2
Al ₂ O ₃	1.5
Fe ₂ O ₃	Spur
CaO	0.1
SrO	0.2
BaO	50.4
	94.4

Daraus die Formel BaO · 2SiO₂.

$\alpha = 1.597 \pm 0.001$, $\beta = 1.616 \pm 0.001$, $\gamma = 1.624 \pm 0.001$. $\gamma - \alpha = 0.027 \pm 0.002$. Auslöschungsschiefe auf (001) = $3^{\circ}36'$, auf (010) = $5^{\circ}30'$. Die maximale Auslöschungsschiefe der Zone senkrecht zur Zwillingssebene ist 10° . 2V berechnet = 66° . Opt. Char. neg. Die Achsenebene steht annähernd senkrecht zu (001) und (010), γ senkrecht zu (001).

Es wird weiterhin auf die von BOWEN und ESKOLA beschriebene künstlich dargestellte rhombische Modifikation hingewiesen.

Neue Mineralien

C. S. ROSS u. P. F. KERR, *The manganese minerals of a vein near Bald Knob, North Carolina* (Americ. Mineralogist **17**, 1, 1932).

Alleghanit von Bald Knob. Farbe leuchtend rosa bis graurosa. Körner von etwa 0.5 mm Größe im Durchschnitt, bis zu einigen mm gehend. Rhombisch. Muschliger Bruch. Polysynthetische Zwillinglamellierung. Einschlüsse von Calcit und dem neuen Spinell **Galaxit** (s. d.). $\alpha = 1.756$, $\beta = 1.780$, $\gamma = 1.792$. $\gamma - \alpha = 0.036$. 2V = 72° , $\rho > \nu$, opt. Char. neg. $a = \alpha$, $b = \beta$, $c = \gamma$. Sp. Gew. = 4.020, Härte 5.5. Pleochroismus im Dünnschliff nicht zu bemerken; in dickeren Körnern sieht man einen Pleochroismus von farblos nach rosa und gelbbraun. Analysen: I. V. SHANNON größeren bräunlichrosa gefärbte Körner; II. F. A. GONYER, kleinere rosa gefärbte Körner.

	I.	II.
SiO ₂	24.90	25.60
TiO ₂	—	Spur
Al ₂ O ₃	Spur	1.50
Fe ₂ O ₃	—	
FeO	1.40	1.62
MnO	70.35	68.67
MgO	2.16	2.34
CaO	0.74	0.24
	<hr/> 99.55	<hr/> 99.97

Analyse II enthält einen kleinen Betrag von **Galaxit**. Die Analysen stimmen mit der Formel $5\text{MnO} \cdot 2\text{SiO}_2$ gut überein.

E. S. LARSEN u. F. A. GONYER, *The deuteric and later alterations of the Uncompahgrite of Iron Hill, Colorado* (Americ. Mineralogist **17**, 343, 1932).

Juanit. Analyse F. A. GONYER. Sp. Gew. 3.015.

SiO ₂	42.05		
Al ₂ O ₃	5.19	Übertrag	95.76
Fe ₂ O ₃	3.26	K ₂ O	0.14
FeO		H ₂ O —	4.45
MgO	9.52	H ₂ O +	
CaO	34.68	TiO ₂	—
Na ₂ O	1.06	MnO	0.09
	<hr/> 95.76		<hr/> 100.44

Feinfaserig. Gerade Auslöschung. Positiver Char. der Längsrichtung. Rhombisch (?). Opt. Char. pos. $2V = 50^\circ$ (?), $\alpha = 1.640$, $\gamma = 1.647$ (± 0.003). Härte 5.

Zwei weitere Analysen von F. A. GONYER stammen von Beaver Creek.

	I.	II.
SiO ₂	42.54	42.05
TiO ₂		—
Al ₂ O ₃	5.65	5.19
Fe ₂ O ₃	2.68	} 3.26
FeO	0.56	
MnO	0.11	0.09
MgO	8.64	9.52
CaO	35.00	34.68
Na ₂ O	0.84	1.06
K ₂ O	0.04	0.14
P ₂ O ₅	0.04	
H ₂ O —	0.18	} 4.45
H ₂ O +	4.06	
	<hr/> 100.34	<hr/> 100.44

Sp. Gew. 3.01.

Sie führen auf die Formel: $4\text{H}_2\text{O} \cdot 10\text{CaO} \cdot 4\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 11\text{SiO}_2$.

Autorenverzeichnis

- AGAR, W. M. 74.
 ALLEN, V. T. 124.
 BARTH, T. F. W. 75.
 BEARTH, P. 107, 113, 125.
 BEDER, R. 134.
 BELLANKIN, D. 75.
 BERMAN, H. 76.
 BEYER, P. I. 101.
 BJÖRLYKKE, H. 93.
 BONATTI, S. 124.
 BRAMMALL, A. 73, 86, 114, 117, 131.
 BRANDENBERGER, E. 128.
 BRENDLER, W. 74.
 BURBANK, W. S. 126.
 BURRI, C. 82, 85, 100, 111, 115.
 BUSCHENDORF, FR. 80.
 CAGLIOTI, V. 79, 129.
 CERPANESE, T. 74.
 CHUDOBA, K. 113.
 COOMBS, H. A. 117.
 ELLSWORTH, H. V. 95, 97.
 FAHEY, I. I. 119.
 FAIRCHILD, I. G. 129.
 FENNER, C. N. 96.
 FOSHAG, W. F. 94.
 FROMME, I. 107.
 GAROBBI, G. 69, 84.
 GONYER, E. A. 74, 76, 88, 94, 99, 131, 138.
 GOODSPEED, G. E. 117.
 GOSSNER, B. 71, 76, 87, 94, 130.
 GOTTFRIED, C. 107.
 GREER, W. L. C. 86.
 GRIP, E. 81.
 GRUNER, I. W. 120, 123.
 GSCHWIND, M. 128.
 GUTKOWA, N. 129.
 HARWOOD, H. 71, 73, 87, 98, 114, 117, 131.
 HATA, SH. 69, 127.
 HAWSEES, L. 71.
 HENDERSON, E. P. 70, 79, 95, 130.
 HESS, F. L. 119.
 HEY, M. H. 89, 90.
 HLAWATSCH, C. 78.
 HOLMER, A. 98.
 HOMMA, F. 136.
 HOWARD, A. D. 80.
 HUBER, H. 82, 85, 100, 111, 115.
 HUEBER, H. 79, 86.
 ICHIMURA, T. 105, 113, 117.
 IMORI, S. 69, 95, 114, 120, 127.
 ILG, E. 71, 87.
 IRVING, I. 88.
 ITO, T. 94.
 JACKSEN, G. CH. A. 112.
 JAKOB, J. 115.
 KALB, G. 80, 128.
 KERR, P. F. 70, 73, 86, 120, 123, 124, 131, 137.
 KIMIZUKA, K. 132.
 KITTL, E. 80.
 KOCH, S. 80.
 KÖHLER, A. 105.
 KÓNO, T. 128.
 KOZU, SH. 78, 113, 119, 135.
 KRIEGER, PH. 74.
 KROKSTRÖM, T. 82, 85, 99, 101, 105, 110, 126.
 KÜNDIG, E. 113, 126.
 LARSEN, E. S. 70, 74, 76, 94, 130, 138.
 LEINZ, V. 89, 108, 118.
 LINTOCK, W. F. P. MC. 96, 98, 105.
 LOEWINSON-LESSING, F. 69, 86.
 LUKA, M. 82, 85, 88, 98, 105, 111, 114, 125.
 MATVEYEFF, C. 96.
 MAYO, E. B. 126.
 NICOLET, S. E. 76.
 NIELAND, H. 133, 134.
 NOCKOLDS, S. R. 110.
 OBENAUER, K. 113.
 ORLOV, A. 84.
 OSBORNE, G. D. 86, 98, 112, 115, 130.
 PALACHE, CH. 94, 99, 131.
 PALIUC, G. 136.
 PAPP, FR. 107.
 PARGA-PONDEL, I. 115.
 PETRASCHKEK, W. 77.
 PHILLIPS, F. C. 79.
 REH, H. 97, 99, 105, 111.
 REICHEL, CH. 87, 130.
 REINDL, E. 87.
 RICHARZ, ST. 107.
 RODOLICO, F. 70, 99.
 ROGERS, A. F. 128, 137.
 ROMWALTER, A. 114, 115.
 ROSE, H. 107.
 ROSS, C. S. 70, 73, 86, 120, 124, 131, 137.
 SCHADLER, I. 77.
 SCHALLER, W. T. 70, 79, 95, 129, 130.
 SCHIEBOLD, E. 75.
 SCHIENER, A. 87.
 SCHOKLITSCH, K. 85, 105.
 SCHRÖDER, A. 128.
 SEUMEL, G. 75.
 SIMPSON, E. S. 70, 71, 77, 78, 80, 81, 83, 97, 105, 106, 114, 117, 125, 127, 134.

- SMITH, W. C. 107.
SMYTHE, I. A. 71.
SOKOLOV, I. 89.
SOLIGNAC, M. M. 99, 125, 136.
STAPPENBECK, R. 83, 89.
STELLA STARABBA, F. 97.
STRUNG, H. 76, 94.
SUGI, K. 82, 83, 98, 99, 105,
108, 118, 125, 127, 128.
SUZUKI, I. 73, 98, 105, 113,
115, 126, 133.
THOMAS, H. H. 107.
THUGUTT, ST. I. 78, 128.
TIDMARSCH, W. G. 117.
TOMITA, T. 77.
TSURUMI, SH. 119.
UEDA, J. 113.
VENDL, A. 82, 85, 101, 114,
115.
VONSEN, M. 88.
WALDMANN, L. 96.
WANTANABÉ, SH. 135.
WEST, I. 94.
WIESENER, H. 73, 81, 83,
98, 101, 109, 126.
WIMAN, E. 89, 99, 111, 118,
125, 126.
WINCHELL, A. N. 78, 105,
113, 119.
YOSHIMURA, I. 69, 114, 120,
127.
ZAMBONINI, F. 69, 76, 84.

Mineralverzeichnis

- Adular 128.
 Aegirin 105.
 Aegirinaugit 98, 105.
 Aktinolith 106.
 Albit 133.
 Allanit 127.
 Alleghanit 137.
 Almandin 71, 72.
 Almandin-Spessartin 72.
 Anauxit 122.
 Andalusit 81.
 Andesin 134.
 Andradit 74.
 Ankerit 77.
 Anomit 119.
 Anorthoklas 131, 132.
 Anthophyllit 83.
 Anthophyllit-Asbest 83.
 Anthophyllitgruppe 84.
 Apatit 78, 118.
 Aragonit 79.
 Ardennit 94.
 Augit, diopsidischer 100, 101.
 Augit, gemeiner 100.
 Augit, titanhaltiger 105.
 Axinit 130.
 Babingtonit 99, 131.
 Barkewikit 113.
 Baryt 80.
 Bastit 82.
 Bavenit 129.
 Bentonit 124.
 Bertrandit 94.
 Biotit 117, 118, 119.
 Bloedit 95.
 Blomstrandin 93.
 Breunerit 77.
 Bronzit 82.
 Brookit 99.
 Brucit 76.
 Cæsium-Biotit 119.
 Calcit-Rodochrosit 86.
 Cancrinit 78.
 Carbonat-Marialith 75.
 Carbonat-Mejonit 75.
 Carnallit 79.
 Cebollit 94.
 Celsian 128.
 Chlorid-Marialith 75.
 Chlorid-Mejonit 75.
 Chlorit 125.
 Chrompicotit 70.
 Clingmanit 125.
 Columbit 80.
 Cordierit 87, 88.
 Crossit 113.
 Cummingtonit 106.
 Custerit 130.
 Delessit 125.
 Desmin 128.
 Diallag 98, 99.
 Diaspor 78.
 Diekit 121, 123.
 Diopsid 97, 98, 105.
 Diopsid-Hedenbergit 98.
 Diopsid, tonerdehaltig 98.
 Drawit 78.
 Duparcit 76.
 Eastonit 117.
 Edenit 112.
 Enstatit 81, 82.
 Enstatitaugit 99.
 Epidot 126.
 Epinatrolith 78.
 Epistilbit 127.
 Faroelith 90, 93.
 Fayalit 86.
 Ferroanthophyllit 84.
 Ferrotremolit 105.
 Forsterit 84.
 Gadolinit 97.
 Gahnit 70.
 Galaxit 70, 137, 138.
 Gedrit 83.
 Gismondin 129.
 Glauberit 95.
 Glaucochroit 86.
 Glaukophan 113.
 Gonnardit 93.
 Granat 71, 73.
 Granat, manganhaltiger 72.
 Grossular 74.
 Grünerit 107.
 Hauyn 75.
 Hedenbergit 98.
 Herschelit 79.
 Hornblende 107, 110, 111, 112.
 Hornblende, aktinolithische 106, 111.
 Hornblende, basaltische 113.
 Hornblende, braune 113.
 Hornblende, gemeine 98, 107, 108, 109, 110.
 Hornblende, natronhaltige 112.
 Hortonolith 86.
 Hydrargillit 78.
 Hydronephelin 78.
 Hypersthen 82.
 Jadeit 100.
 Joaquinat 94.
 Juanit 138.
 Kainit 95.
 Kalkanorthoklas 132.
 Kali-Montmorillonit 124.
 Kaolin 120.
 Kaolingroup 124.
 Kaolinit 120, 121, 122.
 Kaolinit-Anauxit 121, 122.
 Kaolinmineral, muskowitz-ähnliches 124.
 Klinozoisit 126.
 Korund 77, 114.
 Langbeinit 70.

- | | | |
|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Laumontit 128. | Orthoklas 128. | Serendibit 130. |
| Lepidolith 119. | Orthopyroxen 82. | Sericit 115. |
| Leukophyllit 115. | Oxyhornblende 113. | Serpentin 89. |
| Leverrierit 122. | Parasepiolit 125. | Skapolith 75. |
| Lievrit 87. | Perthit 133. | Skolezit 128. |
| Magnesit 77. | Phillipsit 128. | Smectit 123. |
| Magnetit 69. | Phlogopit 115. | Sodalith 74, 78. |
| Margarit 125. | Pholerit 121. | Spessartin 72, 73. |
| Meerschaum 89. | Piemontit 126. | Spessartin-Almandin 72, 73. |
| Melilith 76. | Plagioklas 135, 136. | Spinell 69, 70. |
| Metabentonit 124. | Pleonast 69. | Staurolith 81. |
| Metanatroolith 90. | Polyhalit 130. | Stilbit 127. |
| Methathomsonit 93. | Prehnit 89. | Strahlstein 106. |
| Monazit 95, 96. | Pseudophillipsit 129. | Sulfatmarialith 75. |
| Monticellit 86. | Pseudowollastonit 97. | Sulfat-Mejonit 75. |
| Montmorillonit 123, 124. | Pumpellyit 88. | Sungulit 89. |
| Murmanit 129. | Pyroxen 99, 100, 131. | Takizolith 120. |
| Muskowit 77, 114, 115, 124. | Pyroxen, diopsidischer 101. | Tantalit 80. |
| Nagatelith 127. | Pyroxen, titanhaltiger 105. | Tapiolith 80. |
| Nakrit 120. | Quarz 77. | Tephroit 86. |
| Nasarsukit 76. | Rhodonit 131. | Thomsonit 90, 93. |
| Natrolith 78, 90. | Rotes Mineral 85. | Titanaugit 101. |
| Natronorthoklasperthit 133. | Ripidolith 125. | Turmalin 78. |
| Nephelin 78. | Salit 98. | Vesuvian 76. |
| Nephrit 107. | Sanbornit 137. | Vischnevit 75. |
| Nosean 75. | Sanidin 133. | Wollastonit 96. |
| Oligoklas-Andesin-Perthit | Sapphirin 96. | Zirkon 118. |
| 133, 134. | Sarkolith 76. | Zoisit 88, 89. |
| Olivin 85, 106. | Seladonit 125. | |

Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie u. Petrographie

Herausgegeben im Auftrag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft

von

Prof. Dr. **G. Linck**, Jena (Bd. 1—6),
Prof. Dr. **A. Johnsen**†, Berlin (Bd. 7—10),
Prof. Dr. **W. Eitel**, Berlin (Bd. 10—18),
Prof. Dr. **C. W. Correns**, Rostock (ab Bd. 19)

	RMk.
1. Band. Mit 53 Abbild. im Text. IV, 290 S. gr. 8° 1911	9.—
2. Band. Mit 23 Abbild. im Text. IV, 304 S. gr. 8° 1912	10.50
3. Band. Mit 26 Abbild. im Text. IV, 320 S. gr. 8° 1913	10.—
4. Band. Mit 23 Abbild. im Text. IV, 384 S. gr. 8° 1914	12.50
5. Band. Mit 43 Abbild. im Text. III, 324 S. gr. 8° 1916	11.50
6. Band. Mit 46 Abbild. im Text. IV, 245 S. gr. 8° 1920	8.—
7. Band. Mit 23 Abbild. im Text. XI, 480 S. gr. 8° 1922	12.50
8. Band. Mit 33 Abbild. im Text. III, 234 S. gr. 8° 1923	8.—
9. Band. Mit 17 Abbild. im Text. III, 411 S. gr. 8° 1924	14.—
10. Band. Mit 69 Abbild. im Text. III, 310 S. gr. 8° 1925	14.—
11. Band. Mit 72 Abbild. im Text u. auf 1 Tafel. III, 358 S. gr. 8° 1927	17.—
12. Band. Mit 66 Abbild. i. Text u. 1 Porträttafel (G. Linck). IV, 336 S. gr. 8° 1927	20.—
13. Band. Mit 103 Abbild. im Text. IV, 320 S. gr. 8° 1929	20.—
14. Band 1. Teil. IV, 74 S. gr. 8° 1929	5.—
14. Band 2. Teil. Mit 37 Abbild. u. 6 Tabellen. IV, 217 S. gr. 8° 1930	15.—
15. Band 1. Teil. Mit 1 Abbild. im Text. III, 72 S. gr. 8° 1931	5.—
15. Band 2. Teil. Mit 7 Abbild. im Text. IV, 140 S. gr. 8° 1931	10.—
16. Band 1. Teil. Mit 29 Abbild. im Text. IV, 146 S. gr. 8° 1931	10.—
16. Band 2. Teil. Mit 25 Abbild. im Text. IV, 65 S. gr. 8° 1932	5.—
17. Band 1. Teil. Mit 5 Abbild. im Text. IV, 74 S. gr. 8° 1932	5.—
17. Band 2. Teil. Mit 37 Abbild. im Text. IV, 90 S. gr. 8° 1933	7.—
18. Band 1. Teil. Mit 2 Abbild. im Text. IV, 68 S. gr. 8° 1933	4.50
18. Band 2. Teil. Mit 16 Abbild. im Text. IV, 200 S. gr. 8° 1934	15.—
19. Band 1. Teil. Mit 5 Abbild. im Text. IV, 72 S. gr. 8° 1935	5.—
19. Band 2. Teil. Mit 19 Abbild. im Text. IV, 226 S. gr. 8° 1935	18.—

Mitglieder der D. M. G. erhalten die Bände zu Vorzugspreisen.

Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine

Ein Nomenklatur-Kompendium

Im Auftrage der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft
abgefaßt von

Dr.-Ing. W. Ehrenreich Tröger

Privatdozenten an der Technischen Hochschule Dresden

VI u. 360 Seiten. Vorzugspreis für die Mitglieder
der D.M.G. geh. 14.— RM., geb. 16.— RM. Der Vorzugs-
preis gilt nur bei direkter Bestellung.
(Der Ladenpreis im Buchhandel beträgt gehftet 20.— RM.)

Verlag der Deutschen Mineralog. Gesellschaft e. V. in Berlin W 35
Koester Ufer 17

Postscheckkonto: Berlin Nr. 112678

LIPPERT & CO. G.M.B.H., NAUMBURG (SAALE)

Printed in Germany